

MAREES TERRESTRES

BULLETIN D'INFORMATIONS

N°67

15 aout 1973

Association Internationale de Geodesie

Commission Permanente des Marees Terrestres

Editeur Prof. Paul MELCHIOR  
Observatoire royal de Belgique  
Avenue Circulaire 3  
1180 Bruxelles



TABLE DES MATIERES N° 67.

---

	p.
Iou S. DOBROKHOTOV, B.P. PERTSEV ( <i>Traduction</i> ) Résultats des observations des variations de la force de pesanteur à Bamako	3673
P.S. MATVEYEV, J.D. BOGDAN ( <i>Traduction</i> ) Résultats des observations clinométriques à Darievka	3702
V.N. VOROBIEV ( <i>Traduction</i> ) Marées Luni-Solaires semi-mensuelles et mensuelles dans les mers de l'Arctique soviétique	3710
L.V. BOULATOV, V.B. TITOV ( <i>Traduction</i> ) Variations saisonnières du niveau moyen et des constantes harmoniques de la marée à Barentsburg	3714
H.C. BACHEM, H.G. WENZEL Zur aufbereitung der Erdzeitenregistrierungen für die Harmonische Analyse	3718
K.T. BOGDANOV ( <i>Traduction</i> ) Marées de l'Océan Pacifique	3727



RESULTATS DES OBSERVATIONS DES VARIATIONS DE LA FORCE DE PESANTEUR  
A BAMAKO

*Iou S. Dobrokhotov, B.P. Pertsev*

Méthode de mesure des marées terrestres et des déformations lentes de la surface de  
la Terre.

Acad. Sc. URSS, Inst. Phys. Terr. Schmidt- Moscou pp. 74-99 1970

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ ПРИЛИВНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ  
СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В БАМАКО.

Ю.С. Доброхотов, В.П. Перцев.

Методика измерения земных приливов и мед-  
ленных деформаций земной поверхности.

А.Н.СССР. ИФЗ Шмидт, Москва 1970 Стр. 74 - 99

La différence sensible dans les résultats de l'analyse harmonique pour les stations d'Europe et d'Asie a amené N.N.Pariiskii et P.Melchior à l'hypothèse que les propriétés rhéologiques de la Terre sont différentes dans les différentes régions géographiques. C'est pourquoi il est très important d'avoir des observations longues et bien organisées en d'autres continents. Ce n'est que dans ce cas que les perturbations amenées par différentes sources peuvent être éliminées de façon sûre par une réduction successive des données d'observations. Les courtes séries d'observations ne sont pas suffisantes. Tenant compte de cela, l'Académie des Sciences d'URSS a inclus dans son plan de collaboration scientifique URSS et le Mali en 1964-65 des observations gravimétriques dans la capitale du Mali, Bamako.

Les observations dans cette région sont particulièrement intéressantes par le fait que les amplitudes des ondes semi-diurnes atteignent à l'équateur leur maximum. En outre, l'influence perturbatrice des marées océaniques n'y est pas grande car la ville se trouve à 800 km de la rive de l'océan Atlantique. Enfin, la grande sécheresse de l'air à Bamako est favorable aux observations.

L'organisation et l'exécution des observations de marées gravimétriques au Mali ont été confiées à un groupe de collaborateurs de l'Institut de Physique de la Terre de l'Académie des Sciences d'URSS. Pour les observations on a adopté le programme appliqué aux mesures analogues en URSS: enregistrement photographique ininterrompu des indications des deux gravimètres GS 11 N° 124 et 135 avec mesure périodique de l'échelle d'enregistrement et contrôle de la non-linéarité des échelles des galvanomètres enregistreurs. On a convenu que les observations dureront trois mois de janvier à avril 1965. Tout le matériel de l'expédition, placé dans une auto de cinq tonnes ZYL-157 spécialement préparée pour le travail sous les tropiques et accompagné par les participants de l'expédition, a été amené dans le port d'Abidjan par bateau. Le 7 décembre, les participants de l'expédition arrivaient à Bamako.

Le 12 novembre, V.M.Ivanov est arrivé à Bamako pour l'organisation préalable des stations d'observations. Il est préférable d'installer les gravimètres destinés aux observations de marées dans des locaux souterrains où les variations de la température ne sont pas grandes. A Bamako il n'y avait pas de caves et Ivanov a dû utiliser pour la station un local économique souterrain dans la cour d'une habitation qu'il a louée pour l'expédition. La maison est située dans la partie Est de la ville dans la région de Baliban. Il n'y a pas, à proximité, d'entreprises qui seraient une source permanente de perturbations mécaniques. A un demi-

kilomètre au nord passe le chemin de fer Dakar-Bamako avec un trafic relativement faible. Les côtés sud et nord du quartier où se trouve la station sont formés par les artères principales. On aurait pu craindre que le trafic automobile troublait les observations. Ces craintes n'étaient pas fondées. Même le trafic des poids lourds près de la station n'a absolument pas altéré la qualité des enregistrements.

Les murs du bâtiment de la station sont faits de blocs de béton creux (40x20x25 cm). Pour installer les gravimètres à l'intérieur du local on a fabriqué un socle monolithe en béton d'une dimension de 120x130 cm<sup>2</sup> enfoui dans la terre à 120 cm et dépassant du sol de 55 cm; le socle est séparé du sol par un vide étroit. La fenêtre du local est bouchée à l'extérieur et de l'intérieur par des feuilles de paralon. Les deux côtés de la porte d'entrée ont été garnis par ce même paralon. Devant la porte on a installé un système de protection de la lumière. On a placé en plus dans le local un plafond en bois avec des petites trappes pour la circulation naturelle de l'air. Contre le mur extérieur et au-dessus du toit on a attaché des nattes de paille pour protéger le local des rayons directs du soleil. Les autres murs ont été aussi protégés du soleil par des écrans en grosse toile. Pour répartir les sources d'énergie électrique on a préparé un local voisin de la station séparé par un mur. L'aspect général de la station, le plan et la coupe sont donnés sur les figures 1, 2 et 3.

La maison a un éclairage électrique, une conduite et une canalisation d'eau. Dans un des locaux on a installé un laboratoire photographique. Pour la mise à la terre des réseaux électriques des appareils on a enterré dans la cour, à une profondeur d'environ 1 m, une feuille de plomb d'une dimension de 100x60 cm<sup>2</sup>. Chaque jour on a arrosé d'eau le sol au-dessus de la feuille.

La ville de Bamako est construite sur une couche de grès ferreux très dense de la terrasse du fleuve Niger qui coule à 2,5 km au sud de la station. Les grès et les schistes atteignent dans la région de la ville plusieurs kilomètres. A 100 km au sud de Bamako des roches cristallines affleurent en surface, au nord de la lave répandue du paléogène. La situation géologique de la région de Bamako est donnée sur la figure 4.

Le courant calme du Niger est perturbé par une plate-bande coupant le fleuve en aval de la ville et formant des rapides. Ici le cours du fleuve se partage en bras et se rétrécit de 800 - 1000 m à 50 - 60 m. L'élévation graduelle depuis le fleuve vers le nord à un kilomètre de la station passe à une montée brusque avec une terrasse rocheuse d'une hauteur allant jusqu'à 150 m (fig. 5).

Les coordonnées astronomiques des stations déterminées par Iou. S. Dobrokhotov sont :  $12^{\circ}39'04''$  lat. Nord,  $8^{\circ}01'10''$  long. ouest. La hauteur de la station au-dessus du niveau de la mer, 340 m, est déterminée d'après la carte de Bamako 1960. L'accélération de la force de pesanteur pour la station est de 978205 mgal (d'après les données des auteurs français), elle a été interpolée d'après la même carte entre deux points du réseau gravimétrique (aéroport et gare). Les gravimètres GS 11 N° 124 et 134, les galvanomètres enregistreurs et les enregistreurs photographiques ont été placés sur la même base.

1. Caractéristiques des galvanomètres : sensibilité en courant :

N° 124 -  $0,73 \cdot 10^{-11}$ ; N° 135 -  $2,3 \cdot 10^{-11}$  mm/mm; résistance critique pour les deux galvanomètres 500 kohm; résistance interne n° 124 - 5,4 Kohm, N° 135 - 4,1 Kohm; période des oscillations propres N° 124 - 30 sec. N° 135 - 21 sec.

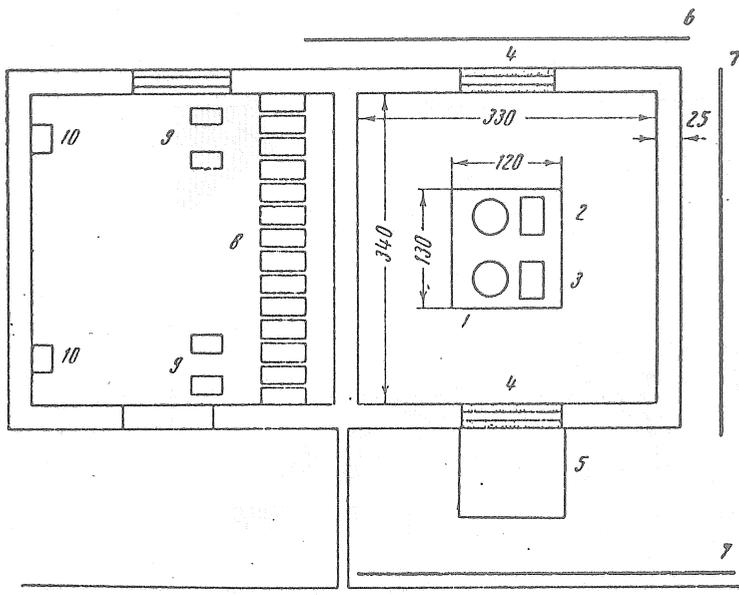


Fig. 2. - Plan de la station.

1.- base; 2.- gravimètre et enregistreur n° 135; 3.- gravimètre et enregistreur n° 124; 4.- protection en paralon de la fenêtre et de la porte; 5.- tambour en tissu noir; 6.- paillé; 7.- panneaux en grosse toile; 8.- accumulateurs; 9.- redresseurs; 10.- stabilisateurs.

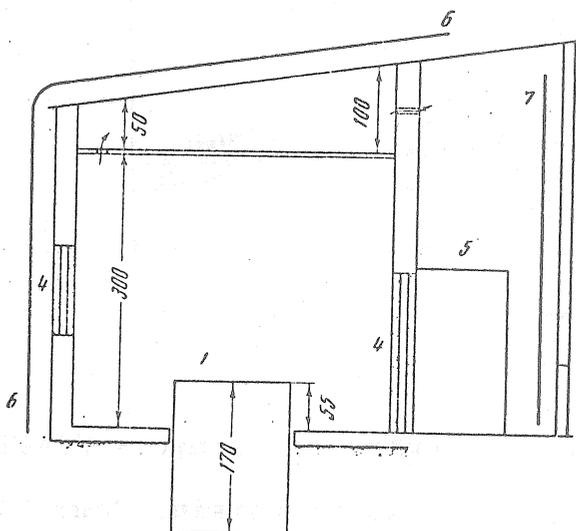


Fig. 3. - Coupe verticale du local de la station.

Mêmes notations què fig. 2.

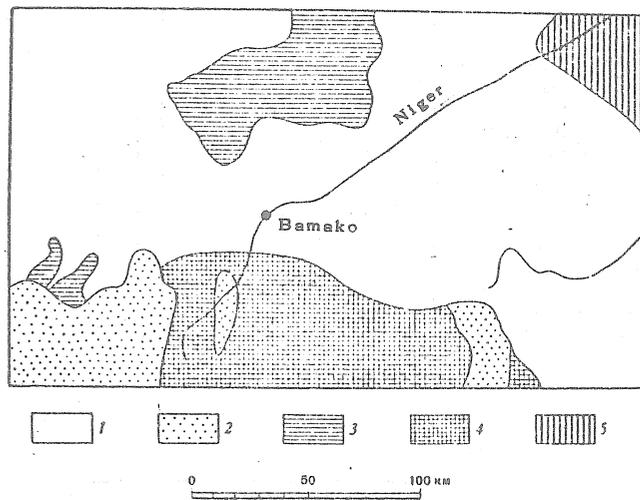


Fig. 4.- Schéma géologique des environs de Bamako

1.- grès de fer et schistes; 2.- roches métamorphiques; 3.- dolérites; 4.- granits; 5.- roches sédimentaires continentales.

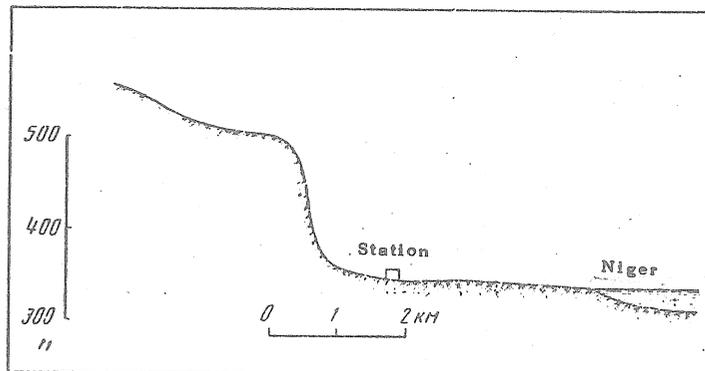


Fig. 5.- Profil méridien de la station.

Comme nous l'avons déjà dit toutes les sources d'alimentation électrique ont été placées dans un local voisin. Pour l'incandescence des lampes des photo-éléments on s'est servi de deux groupes séparés de trois accumulateurs alcalins H H-100 réunis parallèlement avec une capacité commune de 300 a/heure dans chaque groupe. La constance de la tension d'incandescence de la lampe était maintenue par des débranchements périodiques (tous les 2 à 3 jours) du magasin de résistance qui accomplit la fixation du rhéostat et a été contrôlée par un voltmètre de haute précision.

Les magasins de résistances et les voltmètres se trouvaient à côté des gravimètres. Les capacités des accumulateurs dans le groupe étaient suffisantes pour le chauffage continu de la lampe pour une durée de 2 à 2,5 mois.

Pour chauffer les thermostats des gravimètres, on a utilisé des groupes séparés de deux accumulateurs reliés parallèlement du même type avec une charge constante venant du réseau urbain au travers d'un stabilisateur électromagnétique de tension et un redresseur. On a branché dans le circuit des horloges à contact, un relais, une résistance supplémentaire court-circuit chaque heure installée successivement depuis la lampe du galvanomètre enregistreur. Le chauffage de la lampe se règle par la résistance et par conséquent l'intensité de l'enregistrement photographique; le magasin de résistances a servi à titre de résistance. Le relais branchait simultanément les lampes des marques horaires qui se projettent sur le bord de la bande; les distances entre les marques ont permis de trouver le degré de rétrécissement du papier lors du travail photographique. Ainsi, chaque heure se notait sur l'enregistrement par une partie de noircissement intense et par deux points sur les bords de la bande. Pour l'enregistrement on s'est servi d'un papier oscillographe sensible d'une largeur de 28 cm. Le schéma de liaison des sources d'énergie pour les lampes de l'enregistrement photographique est analogue au schéma d'alimentation des thermostats. Les horloges à contact ont été installées dans une salle gravimétrique. Là aussi on a placé un hygromètre dont les indications sont contrôlées périodiquement par un psychromètre d'Assman, un thermographe et un barographe.

Tous les travaux préparatoires ont été terminés le 21 décembre. Les observations ont commencé le 22 décembre. Les thermostats ont fonctionné à 45° dans le premier régime. Les tambours tournaient avec une vitesse

d'un tour en deux jours, soit une vitesse du papier photographique de 5,5 mm/heure.

La tension de chauffage de la lampe du photo-élément pour le gravimètre N° 124 était maintenue égale à 5,75v, pour le gravimètre n° 135 à 5,85v (avec une précision allant jusqu'à 0,01v).

Au début des observations et à la fin on a déterminé par la bille d'étalonnage la valeur de la division du micromètre de chaque gravimètre : les valeurs ont augmenté un peu vers la fin des observations. Cependant ces variations étaient peu importantes (0,5% pour n° 124 et 0,2% pour n° 135) et on s'est servi de leurs valeurs moyennes pour la réduction.

T a b l e 1.

Détermination de la valeur de division des micromètres

Date	Gravimètre n° 124		Gravimètre n° 135	
	Division de l'échelle	Valeur de la division	Div. de l'échelle	Valeur de la division
17 décembre 1964	35	0,081763 $\pm$ 0,000073	45	0,073080 $\pm$ 0,000019
28 mars 1965	35	0,082165 $\pm$ 0,000135	45	0,073200 $\pm$ 0,000023
moyenne		0,081964		0,073140

Pour déterminer la non-linéarité des échelles des galvanomètres enregistreurs on a appliqué le schéma habituel. Le déplacement du faisceau était donné par des branchements successifs du magasin de résistances avec une variation de la polarité de la batterie lors du passage d'une moitié de l'échelle à l'autre. Le galvanomètre a fonctionné en régime critique. Pour cela on a branché dans le réseau une résistance de 500 kohm. On a contrôlé la tension avec un voltmètre et on l'a maintenue constante en branchant un second magasin de résistances.

On a mesuré la non-linéarité avant le début des observations, au milieu et après leur exécution. L'échelle du galvanomètre du gravimètre n° 135 était comme dans les observations précédentes pratiquement linéaire, sa correction ne dépassait pas 0,5 à 0,7 mm et c'est pourquoi on ne les a pas considérées. Le galvanomètre du gravimètre n° 124 possède une forte non-linéarité mais qui est tout à fait stable, c'est pourquoi on s'est servi pour les corrections de la courbe moyenne qui représente la dépendance des corrections en fonction de la valeur des ordonnées des points de l'enregistrement de la marée (fig. 6). Le refroidissement de l'air qui apparaît après la forte pluie de la nuit du 12 au 13 décembre a été suivi d'une augmentation de la température et ensuite d'un nouveau refroidissement jusqu'au 17 janvier. La température dans la salle gravimétrique a baissé jusqu'à 22° et ensuite a commencé à monter après une petite baisse le 15 février; elle a atteint 32° à la fin mars. Les variations diurnes importantes de la température sont apparemment provoquées à Bamako par la proximité du Sahara. En mars, pendant les jours chauds la chute a parfois atteint 20°. A 15-16 heures, la température de l'air s'élève jusqu'à 40° et à 5 heures du matin elle tombe à 22-25°. Il n'y a que pendant la période de refroidissement que la chute journalière a été réduite à 8-10°.

Toutes les mesures de protection thermique n'ont pas pu éliminer complètement les variations diurnes de la température. Leur amplitude est déterminée par la baisse de la température de l'air du dehors : les jours avec une faible baisse elle ne dépassait pas 0,6 - 0,7° mais les jours chauds elle atteignait presque 2°. Cette onde thermique pénétrait dans la salle avec un retard de 4 à 6 heures.

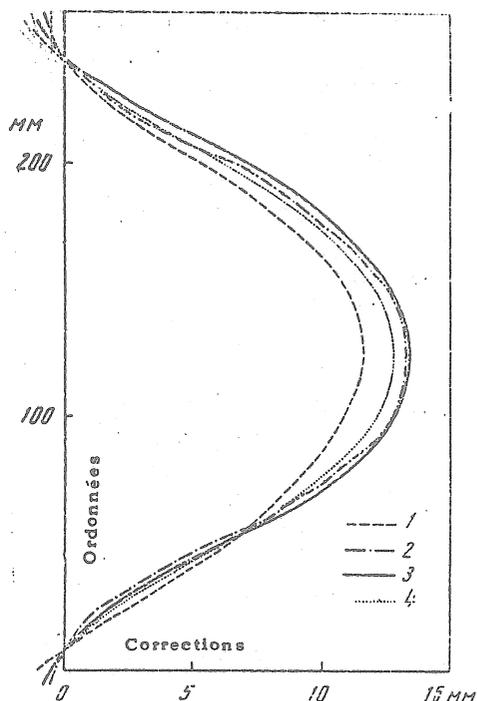


Fig. 6.- Non-linéarité de l'échelle du galvanomètre enregistreur du gravimètre n° 124.

1- détermination du 21 décembre 1964; 2- 2 mars 1965;

3- 28 mars 1965; 4- moyenne.

La variation générale de la pression atmosphérique était relativement faible à Bamako. Pour les trois mois d'observations, la pression n'a pas varié de plus de 10 mbars. Comme dans toute la zone équatoriale, la pression se caractérise ici par l'uniformité des variations journalières. Elle augmentait deux fois par jour, à 9 heures et à 22 heures. Ainsi, elle était presque deux fois plus grande que la valeur de la nuit (2 à 3 mbar) d'après la valeur du maxima du matin (4 à 5 mbar).

La pluie a accru un peu l'humidité de l'air. Au début des observations elle atteignait 60 % dans la salle gravimétrique, mais après quelques jours elle tomba à 30 %. Après une petite pluie, le 9 janvier l'humidité avait un peu augmenté et ensuite elle a d'abord diminué progressivement et à la fin de mars elle est tombée à 10 %. Pour sécher l'air dans la salle il y avait un bassin avec du chlorure de sodium.

Tout de suite après le début de l'enregistrement il est apparu que la valeur de l'échelle d'enregistrement pour le gravimètre n° 124 était trop grande. Aux syzygies, la marée enregistrée occupait presque la moitié du papier. C'est pourquoi avec une dérive irrégulière propre à cet appareil le faisceau lumineux pouvait sortir des limites. Des difficultés ont surgi aussi pour les mesures d'échelle qui doivent être répétées tous les 10-15 jours. La valeur numérique de l'échelle a été déterminée par la méthode de B.P. Pertsev (2). Dans cette méthode

le faisceau lumineux du galvanomètre se déplace deux fois par 25 heures par des rotations de la tige du ressort de mesure. Avec une grande échelle les écarts ne peuvent être grands, ce qui augmente l'erreur de la détermination. En outre, souvent, après le déplacement, la vitesse et parfois aussi la direction de la dérive varie. C'est pourquoi il est difficile de choisir la valeur utile du déplacement telle que le faisceau ne sorte pas du papier. Le 12 janvier, l'échelle d'enregistrement a diminué de 40 à 28 mm pour une division du micromètre. Pour cela on a branché dans le réseau du galvanomètre deux résistances - une en parallèle sur les bornes (17 Kohm), l'autre en série (3 Kohm). La stabilité de l'enregistrement a été augmentée et jusqu'à la fin des observations le faisceau n'est pas sorti une fois des limites.

Dès les premiers jours il est apparu que le gravimètre n° 135 se comportait de façon insolite. Après quelques heures d'enregistrement calme, le faisceau sortait rapidement de la bande, parfois en 12 heures, mais toujours dans une même direction. Le débranchement du galvanomètre enregistreur n'a pas éliminé la dérive, ce que montrait le galvanomètre intérieur: la cause de la dérive se trouvait donc dans le gravimètre ou dans les circuits de liaison. Après beaucoup d'essais, on a réussi à bloquer le fléau de sorte que le spot du galvanomètre reste sur l'échelle. La dérive cependant se maintenait.

L'examen des circuits électriques de l'installation et l'observation soigneuse du régime de fonctionnement n'ont décelé aucun défaut. Le gravimètre a été ouvert; la lampe des photo-éléments, bien qu'elle ait paru en bon état, a été remplacée et les circuits de l'ampèremètre et de l'extinction (AHP) ont été débranchés.

Le 1er janvier l'enregistrement des indications du gravimètre a recommencé. La dérive insolite a disparu sans laisser de traces et l'enregistrement a acquis de la stabilité. Il est cependant rapidement apparu outre les petites perturbations ondulatoires avec une période de 20 - 60 min. (du même aspect qu'à Kiev [3]) des défauts introduits par l'onde diurne secondaire. Pour trouver l'amplitude et la phase de l'onde et essayer d'élucider sa cause on a porté en graphique les différences des ordonnées de l'enregistrement réel et de la marée théorique (fig. 7). La marée théorique pour Bamako calculée au départ de l'expédition de Moscou, a été ramenée à l'échelle d'enregistrement.

Ainsi on a admis  $\delta = 1,17$ . Cette courbe de différence représente avec une assez bonne approximation les altérations appliquées à la marée. L'onde perturbatrice a sur le graphique une période diurne. On ne peut lier son origine avec les variations journalières de la pression atmosphérique qui pourraient influencer le système sensible insuffisamment compensé lors d'une mauvaise hermétisation du corps du gravimètre. Les variations journalières de la pression à Bamako se présentent comme la somme habituelle pour les latitudes équatoriales des ondes diurne et semi-diurne d'une amplitude à peu près égale, environ 2,5 mbar (fig. 8)<sup>1</sup>. L'influence des grandes ondes semi-diurnes de la pression changerait sans aucun doute, la forme de l'onde purement diurne perturbatrice indiquée à la figure 7.

---

1. On sait que l'onde diurne de pression dans la zone équatoriale est déterminée par les variations journalières de la température et l'onde semi-diurne par les variations propres de l'atmosphère dans l'ensemble.

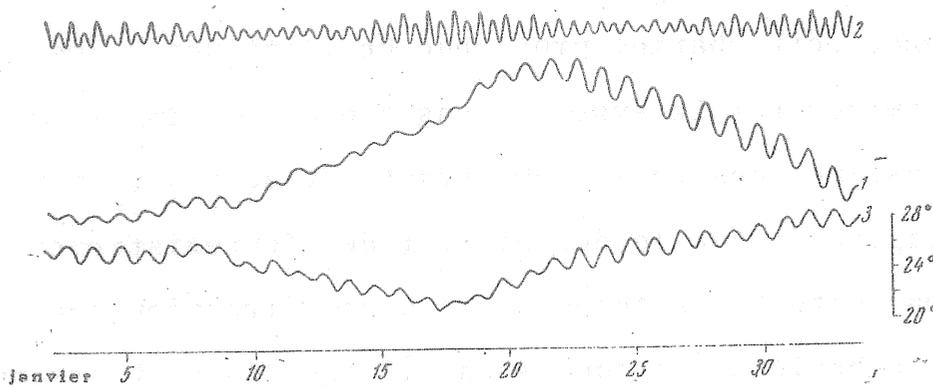


Fig. 7. - Perturbations des indications du gravimètre n° 135.

1- mouvement du point nul du gravimètre; 2- marée;  
3- température de l'air dans la salle.  
La marée et la dérive sont représentées dans la même échelle.

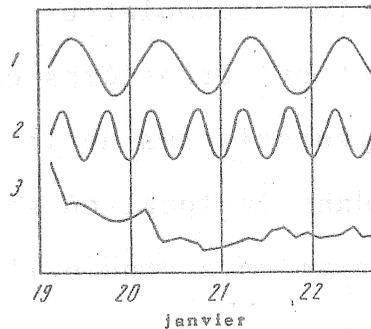


Fig. 8. - Composantes de la pression atmosphérique à Bamako.

1- onde de marée; 2- onde semi-diurne; 3- composante non périodique.

Le minimum de l'onde perturbatrice correspond presque au minimum de l'onde de température diurne dans la salle gravimétrique. L'amplitude des perturbations a augmenté progressivement et à la fin de janvier elle a dépassé de presque deux fois la marée. A cette même époque l'amplitude de l'onde thermique a aussi augmenté. La concordance de la phase de l'onde perturbatrice avec l'onde thermique et le lien de leurs amplitudes témoignent de la nature thermique des perturbations. Il est cependant difficile de supposer

qu'une si grande perturbation provienne de l'influence immédiate de l'onde thermique sur le système sensible du gravimètre protégé par des thermostats sans retard important. Et de plus, on constate bien sur la figure 7, que le déplacement de l'enregistrement lié à la variation lente de la température a une direction opposée à celle des perturbations provoquées par l'onde diurne thermique.

Il est probable que les voies d'influence de la température sur les gravimètres sont différentes. Il est apparu qu'il conviendrait de chercher la cause des perturbations dans les circuits extérieurs de l'installation mal protégés des variations de la température. C'est pourquoi les accumulateurs de chauffage des lampes des photo-éléments ont été transférés dans une salle gravimétrique où les variations journalières de la température sont au moins 10 fois moindres que dans le local où se trouvaient précédemment les accumulateurs. Ensuite on a étudié l'influence de l'onde de marée thermique séparément sur le gravimètre enregistreur et le gravimètre. Il est apparu que le galvanomètre est affranchi de cette influence et les indications du gravimètre calculées visuellement le maintiennent dans une complète mesure.

La pose d'une épaisse housse en paralon préparée pour une protection thermique supplémentaire n'a pas éliminé les perturbations. Le 12 février on a examiné les circuits intérieurs de l'appareil, pour cela le gravimètre a été ouvert une seconde fois. Cependant on n'a pas réussi non plus cette fois à découvrir aucun défaut. Après débranchement du dispositif de distribution des fils conducteurs du commutateur de chauffe du circuit du galvanomètre, le gravimètre a de nouveau été rétabli le 13 février pour l'enregistrement. De façon inattendue toutes les perturbations ont cessé,

le gravimètre a recommencé à fonctionner de façon irréprochable. Depuis ce temps on n'a noté aucun cas où la stabilité de l'enregistrement des indications des deux gravimètres serait perturbés. Les observations ont été terminées le 28 mars.

Les causes de ce phénomène sont restées obscures. Les essais de provoquer l'apparition de ces perturbations dans le laboratoire à Moscou ont été sans succès bien que le régime thermique créé dans le laboratoire soit proche du régime de Bamako. Une période diurne d'une amplitude de 2° a été créée et la température elle-même était voisine de 30°. Avant les recherches on a rétabli dans le laboratoire les circuits débranchés bien avant dans le gravimètre. Il est probable que les perturbations aient été provoquées par les photo-éléments. Un éclairage puissant des photoéléments au moment de leur examen a contribué probablement au rétablissement du régime normal de fonctionnement. Mais comme précédemment la façon dont l'onde thermique les influence sans retard sensible n'est pas claire.

Les enregistrements du gravimètre n° 124 du 22 décembre 1964 au 28 mars 1965 et du gravimètre n° 135 du 1er janvier au 3 février et du 13 février au 28 mars 1965 ont été soumis à l'analyse harmonique. On pouvait s'attendre à ce que les perturbations de l'enregistrement dans la première période des observations pour le gravimètre n° 135 n'influencent pas sensiblement les ondes semi-diurnes et que l'analyse harmonique les sépare sans erreurs importantes. La réduction préliminaire des données des observations a été effectuée d'après le programme habituel. On a rétabli les lacunes dans les enregistrements provoquées par différentes causes (le mauvais état du châssis, l'interruption dans l'enregistrement lors de la

détermination de la non-linéarité de l'échelle du galvanomètre etc.). Il y avait 23 ordonnées horaires manquantes à différents moments pour le gravimètre n° 124, pour le gravimètre n° 135 il n'y en avait pas. Les ordonnées rétablies ont été interpolées d'après les points de la marée théorique en utilisant les ordonnées de la partie voisine de l'enregistrement dans l'hypothèse que la vitesse de la dérive est constante. Nous appellerons  $y$  la différence des ordonnées de deux points de l'enregistrement imaginaire dans la même échelle que celle qu'a à ce moment l'enregistrement réel mais affranchie de la dérive  $a$ . Les points sont séparés par un intervalle de temps de  $m$  heures. Alors la différence des ordonnées de l'enregistrement réel est égale à  $\overline{\Delta y} = \Delta y + a$ . Soit  $\Delta Y$  la différence des ordonnées des mêmes points de la marée théorique. Introduisons le coefficient  $k = \frac{\overline{\Delta y}}{\Delta Y} = \frac{\Delta y + a}{\Delta Y} = M + \frac{a}{\Delta Y}$ , où  $M$  est l'échelle. Si on compare les différences des ordonnées pour les deux paires de points séparés par un seul intervalle de temps  $m$ , alors

$$a = \frac{k_1 - k_2}{\frac{1}{\Delta Y_1} - \frac{1}{\Delta Y_2}}; \quad M = k_1 - \frac{a}{\Delta Y_1} = k_2 - \frac{a}{\Delta Y_2}$$

et l'accroissement de  $n$  importe quelle ordonnée interpolée ou extrapolée en fonction de  $n$  importe quel point de l'enregistrement réel est

$$\overline{\Delta y} = \Delta Y M + a \frac{n}{m},$$

où  $Y$  est l'accroissement suivant la marée théorique;  $n$  est le nombre d'heures correspondant à cet accroissement.

Pour que la différence  $k_1 - k_2$  ne devienne pas nulle, les accroissements  $y$  doivent avoir soit un signe différent soit différer en valeur absolue. En d'autres mots, les deux paires de points

doivent se trouver sur des versants opposés de la courbe de marée ou bien l'une de ces paires doit se trouver dans la partie extrême de la courbe. Il est important que ces points d'appui se trouvent le plus près possible de la partie à rétablir. Cette méthode de rétablissement des lacunes s'emploie seulement pour un petit nombre d'ordonnées lorsqu'on peut être sûr de constance de la vitesse de la dérive. Le procédé convient par le fait qu'il permet de contrôler l'exactitude du rétablissement par la comparaison des ordonnées interpolées et mesurées près des points de contrôle.

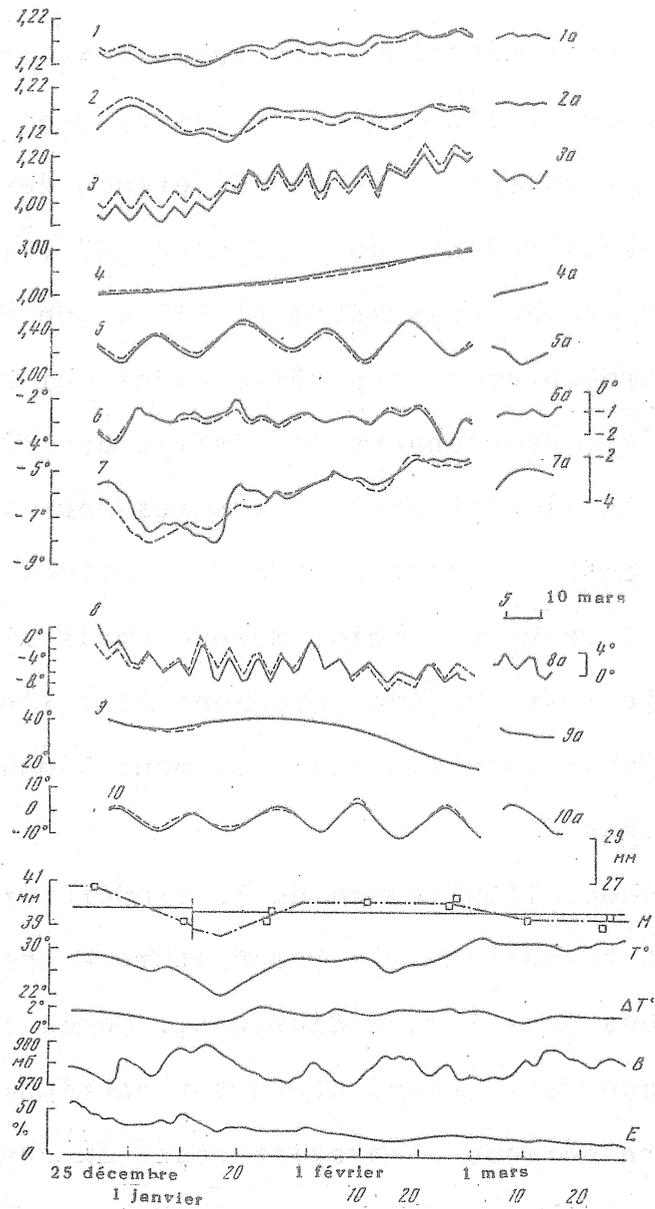
L'échelle d'enregistrement se détermine d'autant mieux qu'il y a moins d'erreurs dans la mesure des écarts. Pour diminuer la valeur des erreurs on a trouvé les écarts par deux méthodes indépendantes : par les mesures graphiques et l'extrapolation des ordonnées manquantes. Les deux procédés donnent des résultats voisins. Ainsi, pour les enregistrements du gravimètre n° 124 avec 37 écarts la valeur moyenne des divergences est égale à 1,2 mm avec la plus grande de 4,6 mm. Pour le gravimètre n° 135 avec 10 écarts la divergence moyenne est de 0,6 mm, avec la plus grande de 1,2 mm (dans la première période des observations les écarts ont été déterminés uniquement graphiquement car la non linéarité de la dérive était trop grande). On a appliqué la valeur moyenne comme valeur définitive de l'écart. Lors des calculs de l'échelle d'enregistrement on a introduit des corrections éliminant l'influence de la dérive. Les résultats corrigés des déterminations périodiques de l'échelle sont donnés dans la table 2.

T a b l e 2.

Résultats de la détermination de l'échelle d'enregistrement des gravimètres n<sup>os</sup> 124 et 135

Jour moyen des déterminations	Nombre de sommes	Echelle et sa convergence interne, mm sur une division du micromètre
<u>Gravimètre n° 124</u>		
28 décembre	17	40,61 + 0,09
9 janvier	9	39,06 + 0,42
24 janvier	19	27,18 + 0,09
25 janvier	11	27,50 + 0,10
11 février	22	28,06 + 0,05
24 février	23	27,93 + 0,08
26 février	13	28,09 + 0,07
10 mars	23	27,10 + 0,10
23 mars	23	27,04 + 0,06
24 mars	23	27,43 + 0,03
<u>Gravimètre n° 135</u>		
7 janvier	19	14,88 + 0,14
14 janvier	23	15,74 + 0,05
28 janvier	22	14,65 + 0,05
22 février	24	14,96 + 0,03
9 mars	21	15,53 + 0,02
20 mars	23	15,42 + 0,02
26 mars	22	15,23 + 0,03

L'analyse harmonique a été effectuée d'après le procédé de B.P. Pertsev avec un déplacement du jour central d'un jour. Les indications du gravimètre n° 124 enregistrées dans la première période des observations à grande échelle, sont préalablement ramenées à la valeur moyenne de l'échelle de l'enregistrement suivant. Lors de l'analyse du gravimètre n° 135 on s'est servi d'une seule échelle, moyenne de toutes les déterminations. Ainsi, pour le gravimètre n° 124 l'échelle était 2,975  $\mu$ gal pour 1 mm d'enregistrement, pour le gravimètre n° 135 l'échelle était de 4,812  $\mu$ gal (tables 1 et 2).



**Fig. 9.** - Résultats de l'analyse harmonique et conditions des observations à Bamako.

Valeur  $\delta$  : 1) pour l'onde  $M_2$ ; 2) pour l'onde  $S_2$ ; 3) pour l'onde  $N_2$ ; 4) pour l'onde  $K_1$ ; 5) pour l'onde  $O_1$ ; 6) différence des phases  $\Delta\phi$  pour l'onde  $M_2$ ; 7) pour l'onde  $S_2$ ; 8) pour l'onde  $N_2$ ; 9) pour l'onde  $K_1$ ; 10) pour l'onde  $O_1$ ; 1-10 pour le gravimètre n° 124, 1a-10a pour le gravimètre n° 135. M- l'échelle d'enregistrement du gravimètre n° 124 (mm/div. du micromètre); T- température journalière moyenne dans la salle; T variations diurnes de la température dans la salle; B- pression atmosphérique à Bamako (en mb); E- humidité relative dans la salle (en %).

Les résultats de l'analyse harmonique pour les deux gravimètres sont donnés dans la table 3 et sur la figure 9. Pour comparer les résultats de l'analyse avec les conditions extérieures des observations on a reporté sur la figure 9 la température diurne moyenne

de l'air dans la salle gravimétrique, ses variations journalières, la pression atmosphérique et l'humidité de l'air. Une partie des courbes représentant les valeurs  $\delta$  et la différence des phases  $\Delta\phi$  pour 65 analyses d'enregistrements du gravimètre n° 124 et 10 analyses d'enregistrements du gravimètre n° 135 a une structure ondulatoire. Ce sont probablement ces mêmes ondes qui comme l'a expliqué M.V. Kramer [4], proviennent de l'effet des erreurs accidentelles. Elles sont particulièrement évidentes pour l'onde  $N_2$  (période d'environ 5 jours) et pour l'onde  $O_1$  (période d'environ 15 jours). L'ondulation de  $M_2$  est moins marquée mais sa période (6 - 8 jours) se décèle tout de même nettement. Pour l'onde  $S_2$  il est difficile de découvrir la périodicité et pour l'onde  $K_1$  elle n'existe probablement pas.

On remarque nettement l'influence de la température sur les résultats de l'analyse harmonique. La température a apporté les plus grandes altérations dans l'onde diurne  $K_1$ . Comme il fallait s'y attendre l'influence de la température est particulièrement grande dans la première période d'enregistrement du gravimètre n° 135 (en janvier); ici non seulement l'onde  $K_1$  est perturbée mais aussi l'autre onde diurne  $O_1$  naturellement dans un degré moindre. Il est possible que le grand déphasage pour l'onde semi-diurne  $S_2$  ( $-11^\circ 4$ ) puisse être également expliqué par l'effet de l'onde thermique.

La rapide augmentation de  $\delta$  ( $K_1$ ) pour le gravimètre n° 124 est probablement provoquée par l'augmentation générale de la température et l'accroissement de son amplitude diurne. L'influence de la température est sensible ici aussi sur les ondes semi-diurnes. Pour l'onde  $M_2$  la valeur de  $\delta$  diminue au milieu de janvier avec la baisse

de la température et ensuite augmente graduellement à mesure que la température s'élève à la fin des observations. La courbe représentant les variations de la valeur  $\delta$  pour l'onde  $S_2$  a également une chute dans la seconde moitié de janvier mais sa remontée successive n'est pas aussi nettement exprimée que pour l'onde  $M_2$ .

L'influence de la température sur le système sensible et le schéma photoélectrique d'amplification a apparemment provoqué une variation de l'échelle d'enregistrement. C'est pourquoi on pouvait s'attendre à ce que les résultats de l'analyse harmonique pour les ondes semi-diurnes s'améliorent si on applique dans les calculs pour le gravimètre n° 124 non la valeur moyenne de l'échelle comme cela a été fait mais bien ses valeurs numériques individuelles selon l'allure générale de la température dans la salle. Sur cette même figure 9 sont indiquées toutes les déterminations de l'échelle d'enregistrement du gravimètre n° 124. En se réglant sur la marche de la température, les points représentant les valeurs séparées ont été reliés par des segments de droites pointillées. On a fait passer ces droites par les points réels et il n'y a qu'un des points qui représente la plus petite valeur de l'échelle qui soit trouvé par l'extrapolation. Ainsi, on a admis que la valeur de l'échelle dépend non tant de la température elle-même que de son gradient. Bien entendu, de telles constructions sont arbitraires dans une certaine mesure. Ici par exemple, on tient compte de la baisse de la température au milieu de janvier et pas de son augmentation dans la seconde moitié de février.

Toutefois les variations générales de l'échelle paraissent tout à fait possibles <sup>1</sup>. Sur cette base on a calculé les valeurs

---

<sup>1</sup> Les droites horizontales (M) correspondent sur le graphique aux valeurs moyennes de l'échelle pour deux périodes d'enregistrement.

numériques de l'échelle pour chaque jour d'observations, admettant qu'elle reste stable dans les limites d'un jour. Les ordonnées calculées de cette façon ont été soumises à l'analyse harmonique : variante II dans la table 3, reportée en pointillé sur la figure 9. Les résultats d'analyse pour une échelle constante sont appelés variante I.

Dans la seconde variante, les valeurs  $\delta$  des ondes semi-diurnes ont sensiblement varié, alors que pour les phases les variations sont petites. La forme de la courbe pour les nouvelles valeurs de l'onde  $M_2$  a été améliorée, la courbe est devenue plus harmonieuse, la chute en janvier a disparu, même la montée générale à la fin des observations est restée comme avant. La divergence a un peu diminué pour l'onde  $S_2$ ;  $\delta$  a varié aussi pour l'onde  $N_2$ .

Cependant la variante II n'a pas changé le résultat fondamental de l'analyse. Aussi bien pour la variante I que pour la variante II,  $\delta$  et  $\Delta\phi$  moyens sont pratiquement les mêmes pour toutes les analyses. La petite augmentation de  $\delta$  pour l'onde  $N_2$  dans la variante II est une exception.

La table 3 donne les valeurs moyennes de  $\delta$  et  $\Delta\phi$  pour 76 analyses pour les deux variantes. Les nombres encadrés n'ont pas été utilisés dans les calculs.

Nous donnons dans la table 4 les valeurs moyennes de  $\delta$  et  $\Delta\phi$  à partir de séries indépendantes. Les moyennes ont été formées pour des intervalles mensuels d'observations ne se recouvrant pas (gravimètre n° 124 : trois séries, gravimètre n° 135 : deux). Si on déplace d'un jour chacune des séries indépendantes alors on peut former à partir des nouvelles séries le groupe suivant. Le nouveau groupe est relié avec le précédent, cependant toutes les composantes de sa série restent comme avant indépendantes.







Table 4.

Valeurs moyennes  $\delta$  et  $\Delta\phi$  en fonction des séries indépendantes des observations.

N <sup>o</sup> Groupe	Jour central des observations	M <sub>2</sub>	S <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	K <sub>1</sub>	O <sub>1</sub>	M <sub>2</sub>	S <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	K <sub>1</sub>	O <sub>1</sub>
		$\delta$					$\Delta\phi$				
		Gravimètre N <sup>o</sup> 124									
1	7 Janvier	1,159	1,160	0,996	1,083	1,285	-3,7	-6,7	+0,8	+39,8	+0,3
	6 Février	1,151	1,160	1,125	1,730	1,300	-3,7	-6,4	-6,4	+39,9	+2,5
	8 Mars	1,214	1,198	1,232	2,938	1,171	-4,4	-5,7	-6,7	+24,6	+0,7
	Moyenne	1,176	1,173	1,118	1,917	1,252	-3,9	-6,3	-4,1	+34,8	+1,2
2	8 Janvier	1,155	1,171	0,981	1,101	1,248	-4,0	-6,8	-2,3	+39,5	+1,2
	7 Février	1,156	1,160	1,150	1,753	1,269	-3,8	-6,5	-4,1	+39,4	+1,5
	9 Mars	1,222	1,196	1,278	2,900	1,150	-4,0	-5,7	-5,1	+23,7	-3,4
	Moyenne	1,178	1,176	1,136	1,948	1,223	-3,9	-6,3	-3,8	+34,2	-0,2
3	9 Janvier	1,160	1,179	1,025	1,122	1,182	-4,2	-7,0	-3,6	+39,2	+1,4
	8 Février	1,161	1,160	1,096	1,780	1,228	-3,5	-6,6	-2,0	+39,3	+0,9
	10 Mars	1,222	1,193	1,266	3,040	1,173	-3,5	-5,8	-3,7	+22,8	-8,5
	Moyenne	1,181	1,179	1,290	1,931	1,194	-3,7	-6,5	-3,1	+33,8	-2,1
4	10 Janvier	1,165	1,186	1,064	1,137	1,160	-4,3	-7,1	-1,7	+38,8	-0,2
	9 Février	1,163	1,157	1,153	1,311	1,231	-3,5	-6,4	-2,8	+39,0	-3,0
	11 Mars	1,214	1,194	1,231	3,088	1,239	-3,2	-5,8	-4,2	+22,1	-10,2
	Moyenne	1,181	1,179	1,116	2,012	1,210	-3,7	-6,4	-2,9	+33,3	-4,5
5	11 Janvier	1,168	1,194	1,030	1,156	1,141	-4,0	-7,6	-1,0	+38,7	-2,4
	10 Février	1,163	1,156	1,072	1,837	1,247	-3,3	-6,3	-5,9	+38,3	-6,1
	12 Mars	1,207	1,192	1,229	3,142	1,322	-3,3	-6,7	-4,3	+35,5	-3,2
	Moyenne	1,179	1,181	1,110	2,045	1,237	-3,5	-6,9	-3,7	+37,5	-3,9
		Gravimètre N <sup>o</sup> 135									
6	17 Janvier	1,200	1,118	1,222	4,337	1,853	+0,3	-12,0	+1,2	+33,5	-31,6
	3-12 Mars	1,211	1,213	1,130	1,562	1,226	-0,9	-2,8	+1,9	+35,2	-2,1
	Moyenne du gravimètre N <sup>o</sup> 124	1,179	1,177	1,122	1,980	1,222	-3,8	-6,5	-3,5	+34,7	-1,9
	Moyenne du gravimètre N <sup>o</sup> 135	1,207	1,166	1,176	1,562	1,226	-0,3	-2,8	+1,6	+34,4	-2,1
	Moyenne de poids des gravimètres N <sup>o</sup> 124 et 135	1,190 ±12	1,173 ±16	1,144	1,876	1,223	-2,4 ±0,9	-5,6 ±0,9	-1,5	+34,7	-2,0
	Observations de Steinmetz 1958.	1,188	1,180	1,204	1,136	1,385	-1,6	-4,6	+0,3	-29,3	-5,5

Pour le gravimètre n° 124 il y a cinq séries : pour le gravimètre n° 135 dix, une des séries est commune.

Ces groupes de séries indépendantes sont formés pour les deux variantes d'analyse harmonique du gravimètre n° 124.

Les deux variantes donnent les mêmes résultats. C'est pourquoi pour des raisons d'économie nous donnons dans la table 4 les résultats des calculs pour la variante II uniquement. Nous constatons que les valeurs moyennes dans les cinq groupes du gravimètre n° 124 pour les ondes semi-diurnes les plus importantes ne changent presque pas d'un groupe à l'autre. Pour les ondes  $N_2$  et  $O_1$  elles varient sensiblement ce qui est provoqué par la structure ondulatoire des courbes représentant  $\delta$  et  $\Delta\phi$ . Ce ne sera pas une grande erreur de prendre comme moyenne pour les séries indépendantes la valeur moyenne commune des cinq groupes.

Ainsi les erreurs accidentelles diminueront pour les ondes  $M_2$  et  $S_2$  et l'influence du mouvement ondulatoire des courbes  $\delta$  et  $\Delta\phi$  des ondes  $N_2$  et  $O_1$  s'adoucira un peu. En ne prenant pas en considération les nombres encadrés on peut former des moyennes analogues pour les groupes indépendants du gravimètre n° 135. Pour le calcul final d'après les observations indépendantes, il convient d'attribuer aux moyennes pour le gravimètre n° 124 le poids trois et pour le gravimètre n° 135, le poids deux là où on se sert de deux séries d'observations et le poids un où sont éliminés les nombres encadrés.

Les valeurs moyennes  $\delta$  et  $\Delta\phi$  (table 4) pour les séries indépendantes diffèrent des moyennes simples des 75 ou 76 analyses (table 3). A titre de comparaison nous donnons au bas de la table 4 les résultats des mesures de Steinmetz en septembre 1958 [1]. La grande valeur  $\Delta\phi$  pour l'onde  $K_1$  fait supposer l'existence d'une onde thermique diurne également au moment de ses observations.

On peut donner une représentation claire de l'onde thermique diurne après l'avoir séparée de l'onde perturbée  $K_1$ . Pour l'onde de marée  $K_1$  obtenue sans les perturbations par les gravimètres du type GS-11, on peut prendre les valeurs probables  $\delta = 1,15$  et  $\Delta\phi = -1^\circ 5$ . Alors on peut trouver l'onde thermique comme la différence harmonique des ondes perturbées et probables. Ces calculs ont été effectués pour le gravimètre n° 124 pour chaque dixième jour. La table 3 donne les valeurs des amplitudes des ondes de marées théoriques à Bamako en microgals. Il est facile d'en déduire l'amplitude de l'onde perturbée exprimée également en microgals. Connaissant la phase de l'onde  $K_1$  à l'époque centrale de la série (11 heures 30 min. du jour moyen de la série) on peut déterminer aussi la phase de l'onde perturbatrice. Puisque l'époque des valeurs extrêmes de la température dans la salle est connue (10 heures et 22 heures) on peut trouver le retard avec lequel cette onde influence le système sensible du gravimètre. Il est apparu que son amplitude augmentait graduellement et de 16  $\mu\text{gal}$  pour le 10 janvier elle atteignait 40  $\mu\text{gal}$  le 10 mars. L'époque du retard de l'onde perturbatrice est la même et est voisine de 6 à 7 heures. La séparation de l'onde perturbatrice pour la seconde période (depuis février) d'observations du gravimètre n° 135 a amené à des résultats analogues. Ici l'amplitude de l'onde atteignait le 20 mars : 20  $\mu\text{gal}$ . Dans la première période des observations (en janvier) elle était égale à 70  $\mu\text{gal}$ . La grande influence de la température sur les indications des gravimètres GS-11 montre que leur protection thermique est insuffisante.

Les auteurs expriment leur reconnaissance à N.N.Pariiskii pour ses conseils très utiles et à leurs collègues d'expédition V.M.Ivanov et B.I.Kerbi pour leur participation active dans les observations.

Les auteurs sont reconnaissants envers l'ambassadeur d'URSS au Mali I.A. Melnik, aux secrétaires d'ambassade P.P.Danilov et Iou. I.Petroukhov et également au directeur du bureau des montagnes du Mali, Monsieur Touré pour l'attention constante et l'aide aux travaux de l'expédition. Les auteurs remercient V.V.Kopilov, S.N.Barsenkov et V.V.Jarkov pour la réduction des données des observations.

#### BIBLIOGRAPHIE

1. P.MELCHIOR.  
Catalogue général des résultats des analyses harmoniques au 31 décembre 1962. Bruxelles, 1963.
2. B.P. PERTSEV  
Essai de détermination des coefficients d'étalonnage d'enregistrement lors des observations des variations de marées de la force de pesanteur.  
Publ. "Recherches gravimétriques" N° 1; série Résultats de l'AGI M. Edit. Ac. des Sc. d'URSS, 1960.
3. Iou. S. DOBROKHOTOV, V.I. LISSENKO  
Observation des variations de marées de la force de pesanteur à Kiev.  
Publ. "Etude des marées terrestres" N° 3 - série Résultats de l'AGI M. Edit. Ac. des sc. d'URSS, 1963.
4. M.V. KRAMER.  
Du problème de l'influence des erreurs accidentelles des observations sur les résultats de la détermination des amplitudes et des phases des ondes de marées élastiques.  
Publ. "Etude des marées terrestres". M.Edit. Ac. des Sc. d'URSS, 1964.

RESULTATS DES OBSERVATIONS CLINOMETRIQUES A DARIEVKA

P.S. MATVEYEV, J.D. BOGDAN

Rotation et déformation de marées de la Terre - Kiev IV.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАКЛОНОМЕРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В ДАРЬЕВКЕ.

П.С. Матвеев, И.Д. Богдан.

Вращение и приливные деформации Земли.

Киев IY 1972. Стр. 44-54.

L'accumulation de données expérimentales caractérisant la déformation de marées de la surface de la Terre dans les régions intérieures de l'immense territoire d'URSS, crée des conditions favorables pour préciser les caractéristiques de la marée terrestre normale ce qui est d'une grande valeur pour l'étude de la structure profonde de la Terre. L'interprétation des anomalies des inclinaisons de marées de la surface de la Terre découvertes dans ces stations constitue un autre problème non moins important dont la solution ne devient possible qu'en se servant d'un plus grand nombre de données expérimentales obtenues dans les stations continentales. L'interprétation géologique exacte de ces anomalies [6,7] peut être la base de l'élaboration d'une nouvelle méthode d'étude de la structure de bloc et des autres particularités de la structure de l'écorce terrestre.

Les observations clinométriques à Darievka située à 20 Km au nord de Kherson aussi bien que les observations analogues dans d'autres stations du profil Soumi-Kherson (Chmakovo, Ingoulietz, Likhovka et autres), ont été organisées dans ce but. Les observations dans cette station ont été commencées le 10 juillet 1964 et ont duré jusqu'au 10 janvier 1966. On a utilisé un complexe de clinomètres photoélectriques de A.E. Ostrovskii [1] qui garantissent un enregistrement ininterrompu avec une précision allant jusqu'à quelques millièmes de seconde d'axe par millimètre d'ordonnée. Les clinomètres ont été placés dans un puits spécialement équipé, d'une profondeur de 7,4 m, et dans deux directions perpendiculaires (l'appareil 08 a enregistré la composante NS et l'appareil 09 la composante EW). L'appareil enregistreur se trouvait dans un local en surface à une distance de 20 m du puits.

La description détaillée de la station, des conditions d'observation et de la méthode de réduction est donnée dans l'article contenant des résultats préliminaires [2].

Nous donnerons ici les résultats définitifs de toutes les données. L'analyse a été faite d'après le schéma élaboré à l'observatoire gravimétrique de Poltava [3]. Il convient de stipuler que par toutes les données d'observation nous entendons uniquement les observations qui conviennent pour l'analyse par séries mensuelles c'est-à-dire affranchies de toute sorte de longues lacunes (de plus de 24 heures) qui se produisent dans l'enregistrement pour diverses raisons et entre autres par des perturbations thermiques. Celles-ci ont été particulièrement grandes en hiver à Darievka ce qui s'explique apparemment par la profondeur relativement faible du puits

et également par l'imperfection des propriétés d'isolation thermique de ses recouvrements supérieur et intérieur.

Pour la composante NS (appareil 08) on a réduit 12 séries, et pour la composante EW (appareil 09) 13 séries mensuelles. Les valeurs obtenues pour  $\gamma = 1 + k - h$  et pour le retard de phase  $\alpha$  sont données dans les tables 1 et 2. Dans la partie supérieure de chacune des colonnes sont données en millisecondes d'arc ( $1 = 0''001$ ) les valeurs théoriques des amplitudes  $H_{théor.}$  des ondes déterminées.

T a b l e 1.

Début de la série $t_0$	$Q_1$		$O_1$		$K_1$		$M_1$	
	$\gamma$	$\alpha$	$\gamma$	$\alpha$	$\gamma$	$\alpha$	$\gamma$	$\alpha$
(Composante NS (appareil 08, $\alpha = 0^\circ$ ))								
	$H_T = 0,072$		$H_T = 0,377$		$H_T = 0,530$		$H_T = 0,030$	
64080500			1,588 + 135,044					
64100400			0,826 - 155,95			9,168 + 129,092		
64110500			2,237 + 89,56			3,759 + 150,48		
64113000			1,333 + 118,52			2,415 + 169,96		
65051000			6,722 + 36,93			9,241 + 54,42		
65052100			5,869 + 53,74					
65061500			2,968 - 11,31					
65071000			5,757 + 92,29			6,107 - 56,71		
65081200			0,802 - 93,29					
65082900			1,699 + 18,28			4,824 + 73,22		
65092300			0,900 + 162,01			3,229 + 119,69		
65101800			3,639 + 60,60			3,198 + 123,29		
(Composante EW (appareil 09, $\alpha = 90^\circ$ ))								
	$H_T = 0,909$		$H_T = 4,744$		$H_T = 6,673$		$H_T = 0,373$	
64080500	0,407 + 37,065		0,590 + 7,067		0,926 - 23,071		3,033 + 20,090	
64092600	1,367 - 7,27		0,812 + 1,40		0,803 + 216,76		5,632 + 74,36	
64102100	0,907 - 22,76		0,682 - 9,46		0,976 - 0,56		2,278 + 40,64	
64111500	0,761 - 37,75		0,745 - 0,56		0,936 + 4,22		0,499 - 150,88	
64112500	0,960 - 21,51		0,773 + 3,34		0,901 + 3,12		0,369 - 176,98	
65051000	1,328 + 54,52		0,538 - 17,36		0,533 + 19,88		3,992 + 105,51	
65052100	1,127 + 42,49		0,666 - 11,28		0,703 + 6,09		7,474 + 142,33	
65061500	1,416 - 65,49		0,532 + 0,64		1,259 - 22,33		6,429 + 4,90	
65071000	2,042 - 19,07		0,332 + 23,00		1,749 - 6,62			
65081200	2,426 - 35,85		0,735 + 17,69		2,537 + 12,85			
65082900	2,135 - 9,44		0,655 + 7,45		1,256 + 30,11		0,811 + 65,17	
65092300	1,122 + 65,59		0,636 - 13,51		0,928 + 38,82		1,867 + 13,60	
65101800	0,641 + 172,20		0,593 + 14,67		0,866 - 4,43		4,817 + 170,34	

T a b l e 2

Début de la série $\xi_0$	$K_2$		$M_2$		$S_2$		$M_2$	
	$\gamma$	$\alpha$	$\gamma$	$\alpha$	$\gamma$	$\alpha$	$\gamma$	$\alpha$
Composante NS (appareil 03, $\alpha = 0^\circ$ )								
	$H_\gamma = 1,510$		$H_\gamma = 7,885$		$H_\gamma = 3,668$		$H_\gamma = 0,241$	
64030500	0,636	- 10,°82	0,598	+ 1,°84	0,702	+ 26,°81	2,009	+ 84,°25
64100400	0,605	+ 6, 87	0,630	+ 3, 98	0,660	+ 27, 73	1,855	+ 14, 90
64110500	0,802	+ 12, 58	0,635	+ 7, 40	0,723	+ 20, 27	1,361	+104, 43
64113000	0,854	- 63, 89	0,635	- 4, 98	1,014	+ 18, 21	3,985	-175, 62
65051000	1,299	- 41, 78	0,675	+ 8, 07	0,546	+ 20, 45	6,637	+139, 19
65052100	0,597	- 53, 77	0,670	- 0, 97	0,590	+ 23, 89	1,557	+103, 15
65061500	0,653	+ 5, 70	0,547	+ 6, 01	1,093	+ 15, 61	2,738	+ 17, 53
65071000	0,663	- 18, 88	0,642	+ 10, 70	0,309	- 43, 81	3,318	+125, 52
65081200	0,694	- 27, 62	0,669	+ 1,55	0,592	- 27, 31	1,990	- 92, 41
65082900	0,617	+ 3, 40	0,625	+ 4, 37	0,530	- 9, 10	0,600	-174, 40
65082300	0,695	+ 39, 03	0,674	- 0, 31	0,514	+ 9, 12	1,834	- 49, 21
65101800	0,564	- 18, 48	0,620	+ 9, 09	0,583	+ 9, 30	1,826	+ 43, 23
Composante EW (appareil 09, $\alpha = 90^\circ$ )								
	$H_\gamma = 2,073$		$H_\gamma = 10,826$		$H_\gamma = 5,036$		$H_\gamma = 0,331$	
64080500	0,619	+ 9,°42	0,704	+ 8,°73	0,438	+ 39,°12	1,199	- 25,°24
64092600	0,809	+12, 70	0,691	+ 7, 05	0,510	+ 18, 92	1,719	- 1, 87
64102100	0,603	+ 9, 43	0,684	+ 6, 87	0,534	+ 22, 68	1,115	+ 51, 72
64111500	0,813	+ 8, 00	0,678	+ 5, 47	0,558	+ 34, 98	0,317	+131, 42
64112500	0,968	+ 7, 86	0,689	+ 3, 45	0,513	+ 46, 30	1,287	- 78, 55
65051000	0,466	-14, 02	0,664	+ 9, 84	0,548	+ 30, 65	0,127	+ 99, 58
65052100	0,387	- 16, 59	0,654	+ 6, 47	0,573	+ 10, 58	1,001	- 11, 35
65061500	0,998	+ 2, 40	0,625	+ 8, 28	0,589	- 2, 03	2,157	+ 8, 85
65071000	0,785	+ 3, 33	0,608	+10, 57	0,596	+ 10, 48	1,539	-164, 33
65081200	0,742	+12, 38	0,719	+ 3, 10	0,990	+ 1, 39	2,595	- 37, 69
65082900	0,776	+ 14, 25	0,718	+ 2, 30	0,833	+ 16, 60	0,877	- 56, 76
65082300	0,813	- 1, 67	0,695	+ 4, 24	0,772	+ 23, 12	1,429	+ 3, 87
65101800	0,543	-33,68	0,686	+ 8, 80	0,657	+ 26, 71	1,724	+ 51, 50

T a b l e 3.

Onde	NS ( $\alpha = 0^\circ$ )		EW ( $\alpha = 90^\circ$ )	
	$\gamma$	$\alpha$	$\gamma$	$\alpha$
$Q_1$	-	-	0,9365 $\pm$ 0,2111	- 8,°827 $\pm$ 13,°258
$D_1$	2,0184 $\pm$ 0,6261	+ 61,°607 $\pm$ 17,°207	0,6308 $\pm$ 0,0343	- 1, 672 $\pm$ 3, 135
$K_1$	2,7907 $\pm$ 1,4120	+102, 325 $\pm$ 26, 965	1,0549 $\pm$ 0,1431	+ 3, 070 $\pm$ 5, 491
$N_1$	-	-	1,7083 $\pm$ 0,5990	+ 83, 571 $\pm$ 34, 351
$N_2$	0,6213 $\pm$ 0,0594	- 17, 187 $\pm$ 9, 976	0,6988 $\pm$ 0,0543	+ 3, 084 $\pm$ 3, 436
$M_2$	0,6330 $\pm$ 0,0103	+ 3, 850 $\pm$ 1, 340	0,6820 $\pm$ 0,0077	+ 6, 888 $\pm$ 0, 679
$S_2$	0,5753 $\pm$ 0,0793	+ 10, 415 $\pm$ 7, 985	0,6066 $\pm$ 0,0481	+ 19, 791 $\pm$ 3, 373
$U_2$	0,9856 $\pm$ 0,5372	+119, 871 $\pm$ 35, 577	0,7516 $\pm$ 0,2921	- 10, 147 $\pm$ 17, 289

Il convient de noter que pour les ondes diurnes de la composante NS, en raison de la petite valeur de leurs amplitudes théoriques, on obtient les valeurs  $\gamma$  et  $\chi$  avec des erreurs très grandes.

Nous ne donnerons pas non plus pour les ondes  $Q_1$  et  $M_1$  les résultats obtenus étant donné leur insécurité évidente. Cependant les ondes  $O_1$  et  $K_1$  ayant des valeurs théoriques d'amplitudes de l'ordre des erreurs d'observations, nous avons décidé d'en donner les valeurs obtenues  $\gamma$  et  $\chi$  malgré leur sécurité insuffisante. Pour l'onde  $K_1$  on a rejeté quatre résultats pour lesquels la valeur  $\gamma$  dépassait  $\gamma = 10$  adoptée comme valeur limite perturbée. Sur la base de ce critère deux résultats ont été rejetés aussi pour l'onde  $M_1$  pour la composante EW.

On a calculé les moyennes de  $\gamma$  et  $\chi$  (table 3), avec leurs erreurs quadratiques moyennes.

En entreprenant l'examen des résultats obtenus il convient avant tout de noter que la détermination des ondes faibles  $M_1$  et  $\mu_2$  est envisagée par le schéma d'analyse en vue d'un contrôle sommaire de la détermination des ondes fondamentales et pour avoir une caractéristique supplémentaire des données d'observation plutôt que pour l'utilisation possible des valeurs  $\gamma$  et  $\chi$ . Ceci s'applique aussi dans une certaine mesure à l'onde  $Q_1$  en particulier si les données d'observation renferment en elles des erreurs systématiques.

La table 3 montre que les erreurs quadratiques moyennes sont très grandes pour les ondes  $Q_1$ ,  $M_1$  et  $\mu_2$  (pour la composante NS et pour les ondes  $O_1$  et  $K_1$ ).

Cela témoigne de ce qu'il y a l'onde diurne  $S_1$  thermique dans les ordonnées analysées. La présence de cette onde dans les observations oblige à traiter avec prudence les valeurs  $\gamma$  et  $\chi$  obtenues pour l'onde  $S_2$  qui est plus que n'importe quelle autre onde semi-diurne sensible aux effets perturbateurs de l'onde thermique irrégulière  $S_1$ . Pour cette même raison on ne peut traiter avec la confiance voulue le résultat obtenu pour l'onde  $K_1$ .

L'erreur dans la détermination de la valeur  $\gamma$  pour cette onde dans la direction EW était relativement grande ( $\pm 0,1431$ ) et la valeur même est évidemment augmentée.

Ainsi sur la base des données de la table 3 nous ne pouvons accepter que le résultat obtenu pour l'onde  $O_1$  dans la direction EW c'est-à-dire

$$\gamma_{EW} = 0,6308 \pm 0,0343;$$

$$\chi_{EN} = -1,672 \pm 3,135,$$

Pour la caractéristique même de la marée terrestre semi-diurne on peut se servir des ondes  $N_2$  et  $M_2$ . Après avoir ajouté aux résultats correspondantes les poids proportionnels aux amplitudes  $H_T$  de ces ondes, nous avons obtenu la valeur moyenne suivante :

$$\gamma_{NS} = 0,6255 \pm 0,0229, \quad \chi_{NS} = + 0,564 \pm 4,303,$$

$$\gamma_{EW} = 0,6845 \pm 0,0228, \quad \chi_{EW} = + 6,265 \pm 1,541.$$

Le signe plus correspond à un retard de la marée terrestre observée. Le résultat donné est en bon accord avec le résultat préliminaire [2].

Après s'être basé sur les valeurs moyennes  $\gamma$  et  $\chi$  caractérisant l'onde  $N_2$  (table 3) nous avons calculé d'après le procédé décrit dans les travaux [4,5,6] l'anomalie des inclinaisons de marées de la surface de la Terre. L'obtention de cette anomalie présente un

grand intérêt pour les travaux ultérieurs utilisant des données d'observations clinométriques pour l'étude des particularités de la structure de l'écorce terrestre.

Comme dans nos travaux précédents [5,7] pour le calcul des anomalies nous avons adopté  $\gamma_0 = 0,72$ .

Les équations de l'ellipse d'anomalie des inclinaisons rapportées aux coordonnées NS et EW (directions positives vers le sud et l'ouest) ont, pour Darievka, la forme :

$$\Delta\eta_{NS} = 0,774 \cos (30^\circ t - 154^\circ,33),$$

$$\Delta\eta_{EW} = 1,000 \cos (30^\circ t - 207^\circ,69),$$

où  $t$  est le temps spécial local de l'onde  $M_2$ .

L'ellipse obtenue est représentée graphiquement (voir figure). L'orientation du grand axe de cette ellipse montre qu'à Darievka la plus grande inclinaison anormale a lieu dans l'azimut NE-SW. Le calcul précis donne pour cette direction les azimuts suivants (calculés depuis la direction NS),  $56^\circ,7$  SW -  $236^\circ,7$  NS

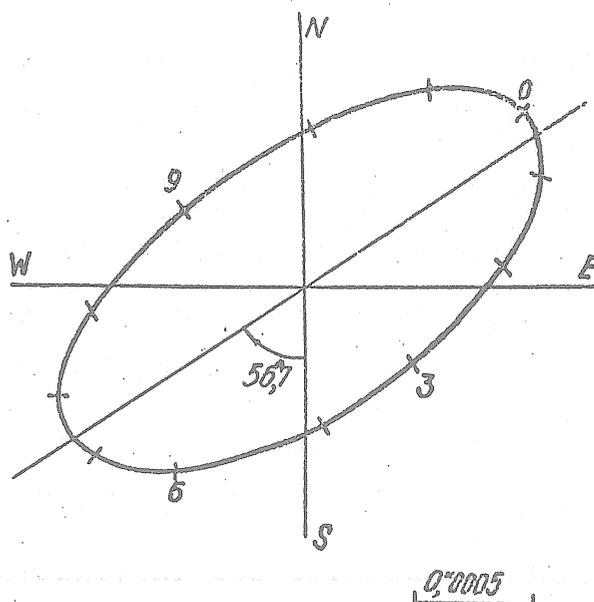


Diagramme vectoriel de l'anomalie des inclinaisons de marées à Darievka (onde  $M_2$ ).

Une interprétation géologique suffisamment complète et fondée de l'anomalie d'inclinaison à Darievka n'est possible qu'après l'obtention de données sûres pour les autres stations du profil Soumi-Kherson. Puisque ces données manquent encore à présent nous nous limiterons ici uniquement à la constatation du fait que le résultat de la détermination des ondes les plus importantes de la marée terrestre semi-diurne à Darievka coïncide dans l'ensemble avec les résultats analogues obtenus précédemment pour Poltava, Chmakovo et Ingoulietz. Dans toutes les stations les ondes  $N_2$  et  $M_2$  satisfont à  $\gamma_{NS} < \gamma_{EW}$ .

#### BIBLIOGRAPHIE.

1. OSTROVSKII A.E.  
Etude des marées terrestres  
*N° 2 Edit. Ac. des Sc. URSS, M. 1961.*
  2. BOGDAN J.D., MATVEYEV P.S.  
"Marées terrestres"  
*"Naoukova Doumka" K., 1966.*
  3. MATVEYEV P.S.  
*"Naoukova Doumka", K. 1966.*
  4. MATVEYEV P.S.  
Géophysique et Astronomie N° 5  
*Edit. Ac. des Sc. d'Ukraine K., 1963.*
  5. MATVEYEV P.S.  
Rotation et déformations de marées de la Terre en 1  
*"Naoukova Doumka" K., 1970.*
  6. TOMASCHEK R. and GROTEN E.  
The problem of the residual ellipses of tilt measurements.  
*IVme Symp. Intern. Marées Terr. Comm. Obs. Roy. Belg. N° 188, S. Géoph., N° 58, 18-93, 1961.*
  7. MATVEYEV P.S.  
L'étude des anomalies des inclinaisons de marée de la surface terrestre en Ukraine.  
*B.I.M., N° 34, 1055-1059, 1963.*
-

MAREES LUNI-SOLAIRES SEMI-MENSUELLES ET MENSUELLES DANS LES MERS DE  
L'ARCTIQUE SOVIETIQUE

V.N. Vorobiev

Rapports Acad. URSS Tome 167, N° 5 pp. 1039-1041 1966.

ЛУННО-СОЛНЕЧНЫЕ ПОЛУМЕСЯЧНЫЕ И МЕСЯЧНЫЕ ПРИЛИВЫ  
В МОРЯХ СОВЕТСКОЙ АРКТИКИ

В. И. ВОРОБЬЕВ

Доклады Академии наук СССР  
1966. Том 167, № 5

Les marées à longue période dans l'océan sont encore relativement peu étudiées. C'est seulement ces dernières années qu'on a prêté une grande attention à l'étude de ce phénomène. Dans la série de travaux [1-5] on a déjà montré que les variations du niveau moyen de la mer, provoquées par les marées à longue période, dépassent sensiblement les amplitudes découlant des théories statique et dynamique. Tenant compte de ce que les amplitudes des composantes à longue période croissent avec la latitude, il devient évident que l'étude de ce phénomène dans les mers de hautes latitudes présente un intérêt particulier.

Dans la décomposition du potentiel des marées [6] ce groupe de termes se compose de 42 composantes harmoniques. L'onde lunaire semi-mensuelle  $M_f$  et l'onde lunaire mensuelle  $M_m$  en sont les plus importantes. On a calculé pour ces ondes les constantes harmoniques (angle de position  $K$  et semi-amplitude  $H$ ).

Pour caractériser les ondes semi-mensuelle et mensuelle de la marée, on a utilisé plus de 100 cycles annuels d'observations de niveau, effectuées en 22 points de l'Arctique soviétique. La réduction des observations a été faite par la méthode de Darwin (7). Les constantes harmoniques des ondes  $M_f$  et  $M_m$  sont données dans la table 1 qui montre une fois de plus que ces variations ont des amplitudes dépassant les valeurs prévues pour ces latitudes non seulement par la théorie dynamique mais aussi statique de la marée à longue période.

TABLE 1

Valeurs moyennes des constantes harmoniques des ondes principales de la marée à longue période en différents points de l'Arctique

(K est l'angle de position de l'onde, H est la demi-amplitude de l'onde)

Point des observations	N	$M_f$		$M_m$		Point des observations	N	$M_f$		$M_m$	
		K, град.	H, мм	K, град.	H, мм			K, град.	H, мм	K, град.	H, мм
бух. Тихая	3	215	32	183	26	бух. Тихая	14	278	33	233	26
м. Жезанин	3	231	32	214	15	о. Косельный	3	259	20	267	24
м. Болванский						м. Шалаурова	4	216	41	204	29
Пос	4	224	31	205	28	о. Чепарехолобовой	9	236	23	204	25
Амдерма	12	221	35	165	30	бух. Амбарчик	5	216	37	199	29
о. Диксон	16	237	35	233	26	Нельс	2	21	24	54	29
о. Правды	2	247	45	210	36	о. Врангеля	2	226	16	273	20
м. Челюскина	3	263	24	215	26	м. Шмидта	3	352	31	232	27
бух. Солнечная	3	216	26	233	26	м. Вагнер	7	60	33	328	27
о. Домашний	2	214	18	145	5	м. Сердце Камня	3	222	25	317	25
о. Малый Таймыр	2	233	34	190	32	о. Рагманова	9	229	38	226	22
м. Косельный	1	274	30	252	29						

En moyenne, pour les mers arctiques, les rapports des amplitudes calculées des ondes  $M_f$  et  $M_m$  à leurs valeurs statiques étaient égaux à  $\mu_{M_f} = 1,32$ ;  $\mu_{M_m} = 2,80$ ;  $\mu_{\text{moy}} = 2,06$ .

Ces valeurs correspondent bien avec les données de I.V. Maximov et V. Munk. Ainsi, I.V. Maximov (1) a trouvé les coefficients pour l'intervalle des latitudes 70-80° l.n. :  $\mu_{M_f} = 1,23$   $\mu_{M_m} = 2,24$   $\mu_{\text{moy}} = 1,74$

N: Nombre de cycles annuels d'observations

V. Munk (8) a déterminé pour l'onde  $P_{14}$  (onde de la marée polaire)  $\mu = 2,00$ .

Ainsi, dans les mers de l'Arctique soviétique les marées semi-mensuelle et mensuelle peuvent faire varier le niveau moyen de 6 à 8 cm, même les jours où les phases des ondes mentionnées ne correspondent pas tandis que pour les syzygies à longue période (c'est-à-dire les jours caractérisés par la concordance de phases de ces ondes) ces variations peuvent atteindre en moyenne 12 à 15 cm.

Les phases des ondes à longue période  $M_f$  et  $M_m$  trouvées par l'analyse des observations sont en concordance avec la théorie statique : la hauteur maximale du niveau est enregistrée les jours de la plus grande anomalie négative de la force. Il convient de noter que les marées semi-mensuelle et mensuelle se manifestent dans les mers arctiques avec un certain retard par rapport à la force génératrice, retard dont la valeur croît d'ouest en est.

Nous examinerons maintenant comment se manifestent les marées semi-mensuelle et mensuelle dans les diverses mers de l'Arctique soviétique. Pour cela on a calculé les amplitudes moyennes de l'onde et les valeurs moyennes du déphasage (niveau - force) pour chaque mer donnée dans la table 2.

TABLE 2

Amplitudes moyennes et déphasages des ondes à longue période dans les mers de l'Arctique soviétique \*

Mere	$M_f$		$M_m$	
	$H_{cp}$	$(\varphi_y - \varphi_c)$	$H_{cp}$	$(\varphi_y - \varphi_c)$
Mer de Kara	30	53° (2,1)	25	24° (1,8)
Mer de Laptev	26	89° (3,4)	31	54° (4,1)
Mer de Sibérie Est	30	150° (5,7)	38	116° (8,9)
Mer Tchoukotskoe	33	231° (8,7)	48	125° (9,6)

\*  $H_{moy}$  est l'amplitude moyenne de l'onde en millimètres; ( - ) est la valeur moyenne du déphasage de l'onde par rapport à la phase de la force en degrés; la valeur du déphasage en jours est indiquée entre parenthèses.

Cette table montre que les plus grandes amplitudes des ondes à longue période  $M_f$  et  $M_m$  s'observent dans la mer Tchoukotskoe. Cela permet de tirer une conclusion sur la disposition en faisceau des ondes semi-mensuelle et mensuelle de la marée dans l'océan glacial arctique.

Précédemment I.V. Maximov avait montré par l'analyse des phases des composantes astronomiques de la dérive de la glace dans le bassin polaire central que cette zone caractéristique n'existe pas dans la zone de l'océan près du pôle où elle doit se situer conformément à la théorie statique et a émis l'hypothèse que le faisceau de l'onde de la marée à longue période est déplacée vers les côtes de l'Alaska, dans la région de faibles profondeurs partageant les océans Glacial arctique et Pacifique [1].

Les résultats de l'analyse des observations du niveau dans les mers de l'Arctique soviétique confirment cette hypothèse.

L'importance des amplitudes par rapport à leurs valeurs théoriques et l'existence du déphasage des ondes à longue période par rapport à la force génératrice montrent nettement que les marées semi-mensuelle et mensuelle dans les mers de l'Arctique sont formées par des ondes libres de la même périodicité et par conséquent ne peuvent être calculées d'après les équations de la théorie des marées à longue période. Cette déduction est confirmée par les calculs théoriques faits par J. Proudman 9 qui a montré que les ondes  $M_f$  et  $M_m$  doivent apparaître sur le banc continental de l'océan comme libres et non forcées. C'est pourquoi il faut dans chaque cas concret étudier les résultats des observations sur les variations du niveau moyen de la mer. On peut utiliser pour le calcul des variations à longue période du niveau moyen dans les mers arctiques, les données de la table 2. La formule pour le calcul des marées à longue période et semi-mensuelle et mensuelle a la forme suivante

$$H_{M_f} + M_m = H_{M_f} \cos [2s - 180^\circ - (\varphi_y - \varphi_c)] + \\ + H_{M_m} \cos [(s - p) - 180^\circ - (\varphi_y - \varphi_c)].$$

H est ici l'amplitude moyenne de l'onde à longue période pour la mer donnée; s est la longitude moyenne de la Lune; p est la longitude du périégée de l'orbite lunaire; (s-p) est le déphasage de l'onde par rapport à la phase de la force exprimée en degrés.

La valeur de la marée à longue période pour le régime hydrologique et glaciaire dans les mers de l'Arctique soviétique reste encore peu claire.

VARIATIONS SAISONNIERES DU NIVEAU MOYEN ET DES CONSTANTES  
HARMONIQUES DE LA MAREE A BARENTSBURG

*L.V. Boulatov, V.B. Titov*

Inst. Rech. Scient. Arctique et Antarctiques - Leningrad - Tome 269 pp. 64-66 1966

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СРЕДНЕГО УРОВНЯ И  
ГАРМОНИЧЕСКИХ ПОСТОЯННЫХ ПРИЛИВА В БАРЕНЦБУРГЕ.

Л.В. Булатов, В.Б. Титов.

Аркт. и Антаркт. Научн.- Исслед. Инст. Ленинград  
Труды Том 269 Стр. 64-66 1966е

Les variations du niveau mensuel moyen de la mer à Barentsburg ont un caractère saisonnier nettement exprimé. Nous donnons à la fig. 1 les courbes représentant l'allure du niveau moyen de la mer  $h$  et de la pression moyenne  $P$ . La courbe du niveau moyen de la mer a été obtenue en faisant la moyenne des niveaux mensuels moyens pour chaque mois pour une période de 7 ans (de janvier 1949 à décembre 1955).

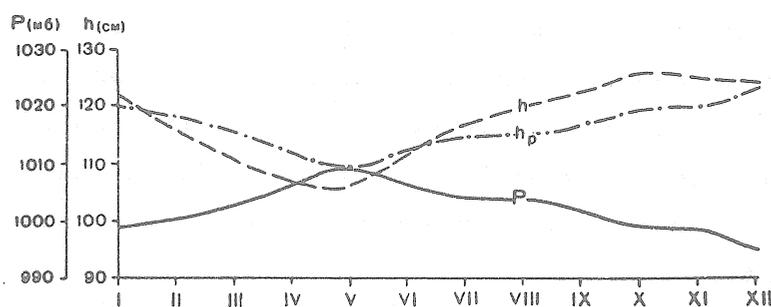


Fig. 1 Relation entre l'allure saisonnière de la pression et le niveau.

Les valeurs de la pression moyenne ont été calculées de la même façon pour le même laps de temps.

Les courbes données ont une allure opposée. Cela permet de tirer la conclusion que les variations du niveau moyen de la mer sont déterminées principalement par l'allure de la pression atmosphérique. Cependant si le niveau moyen était déterminé uniquement par la variation de la pression, son allure s'exprimerait par la courbe  $h_p$  (voir fig. 1). Quant à l'écart de l'allure factice du niveau  $h$  de la courbe  $h_p$ , il témoigne de l'influence d'autres facteurs en particulier du déversement côtier et de l'action du vent.

L'influence du déversement côtier déterminé par la fonte des glaciers se fait sentir de juin à novembre, en atteignant un maximum en août<sup>1</sup>. Pendant les mois d'hiver il n'y a pratiquement pas de déversement.

La plus grande répétition des vents Nord-Est est observée de janvier à mai et de septembre à décembre. Cependant l'effet cumulé du vent n'apparaît apparemment que dans la période d'été-automne, puisque pendant les mois d'hiver la couverture de glace empêche le contact direct du vent avec la surface d'eau.

Comme le montre la figure 1, l'allure annuelle du niveau mensuel moyen a un maximum et un minimum. Le maximum se produit en octobre et est déterminé par la baisse de la pression atmosphérique, par l'effet des vents rassemblés et partiellement par l'influence du déversement côtier. Le minimum s'observe en mai et est en relation principalement avec le maximum de la pression atmosphérique et aussi avec la diminution du déversement côtier et par l'absence de vent.

On peut considérer les constantes harmoniques de la marée  $g$  et  $H$  comme des constantes uniquement conventionnelles puisqu'en réalité elles subissent des variations saisonnières par rapport à une certaine valeur moyenne. Ces variations sont en relation avec l'action des différents facteurs hydrométéorologiques (glace, vent, pression atmosphérique etc) sur l'onde de marée.

---

<sup>1</sup> On ne peut parler du rôle du déversement côtier que qualitativement puisqu'on n'a pas d'observations sur le débit des torrents glaciaires.

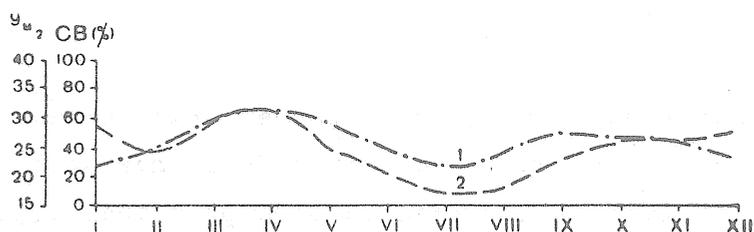


Fig. 2 Inconstance saisonnière de l'angle de position (1) en fonction de la répétition des vents de nord-est (2).

Nous examinerons le cas concret de l'inconstance saisonnière des constantes harmoniques en fonction des facteurs hydrométéorologiques pour le port de Barentsburg. Nous avons effectué dans ce but la réduction des observations de chaque heure du niveau de la mer par la méthode de l'amirauté de janvier 1953 à décembre 1955. On a obtenu pour chaque mois les valeurs moyennes des constantes harmoniques des ondes  $M_2$  et  $S_2$  pour trois ans<sup>(1)</sup>.

Il convient de noter que les écarts de l'amplitude en fonction de la valeur moyenne sont relativement petits. C'est pourquoi il ne paraît pas possible d'établir la cause de l'inconstance de l'amplitude.

L'allure annuelle de l'angle de position  $g(M_2)$  (fig. 2) a deux maxima et deux minima<sup>(2)</sup>.

L'augmentation de  $g(M_2)$  indique un retard de l'onde de marée et la diminution de la vitesse de son mouvement. Quelles sont les causes qui ralentissent le mouvement de l'onde de marée sur son parcours?

L'onde de marée se déplace depuis l'océan Atlantique et passant les mers de Norvège et du Groenland elle atteint le Spitzberg. Deux facteurs : la couverture de glace et le vent peuvent principalement ralentir la vitesse de mouvement de l'onde.

---

(1) Les constantes harmoniques des ondes diurnes n'ont pas été calculées car leurs amplitudes sont extrêmement faibles.

(2) Le graphique de l'angle de position de l'onde  $S_2$  est tout à fait analogue et c'est pourquoi nous ne le donnons pas ici.

Les mers de Norvège et du Groenland se trouvent dans la zone d'effet du courant chaud Nord - Atlantique et de ses ramifications c'est pourquoi elles n'ont pas de couverture de glace quelque peu sensiblement développée et stable et encore moins de glace solide.

La région de propagation du courant froid de l'Est-Groenland emportant les glaces de la partie centrale du bassin Arctique constitue la partie la plus glaciaire. La glace flottante amortit fortement l'énergie des ondes courtes (de vent) mais elle ne peut provoquer un effet important sur l'onde de marée longue, d'autant plus que la surface occupée par la glace dérivante est ici petite. Aux abords de Barentsburg, dans les golfes de Ijsfjord et Grenfjord la glace solide se maintient presque toujours en période d'hiver. Mais cette partie de trajet est tellement petite en comparaison avec la longueur de l'onde de marée qu'elle ne peut provoquer un fort effet de freinage sur la vitesse de son mouvement c'est-à-dire qu'elle ne peut augmenter sensiblement l'angle de position. Ainsi sans nier le rôle de la couverture de glace il convient de considérer son influence sur l'augmentation de  $g(M_2)$  pour le point donné comme très insignifiante.

Nous examinerons l'influence du vent sur l'inconstance saisonnière de l'angle de position. Les vents du Nord-Est sont directement opposés à la direction du mouvement du front de l'onde de marée et par conséquent ils doivent exercer une forte résistance à sa propagation et par conséquent augmenter l'angle de position. Le lien direct entre la valeur  $g(M_2)$  et la répétition des vents du Nord-Est est exprimé assez précisément sur la fig. 2. Le maximum de printemps de l'angle de position est plus grand que celui d'automne apparemment à cause de la présence de la couverture de glace qui atteint en avril son plus grand développement.

Telles sont les causes principales de l'inconstance saisonnière du niveau moyen et des constantes harmoniques de la marée à Barentsburg.

<sup>1</sup> И. В. Максимов, Уч. зап. Ленинградск. высш. инж. морск. училища им. С. О. Макарова, в. 13, 3 (1959). <sup>2</sup> И. В. Максимов, Проблемы Арктики и Антарктики, № 3 (1960). <sup>3</sup> И. В. Максимов, Проблемы Арктики и Антарктики, № 2 (1960). <sup>4</sup> И. В. Максимов, ДАН, 118, № 5, 888 (1958). <sup>5</sup> E. Lisitzin, J. du Conseil, permanent intern. explorat. mer., 22, № 2 (1957). <sup>6</sup> G. Darwin, Sci. Papers, 1 (1907). <sup>7</sup> A. T. Doodson, Proc. Roy. Soc., Ser. A, 100, № 704 (1921). <sup>8</sup> W. Munk, R. H a u b r i c h, J. Geophys. Res., 64, № 2 (1959). <sup>9</sup> J. Proudman, Geophys. J. Astr. Soc., 3, № 2 (1960).

ZUR AUFBEREITUNG DER ERDGEZEITENREGISTRIERUNGEN FÜR DIE  
HARMONISCHE ANALYSE

H.C. Bachem, H.-G. Wenzel, Institut für Theoretische Geodäsie  
Technische Universität Hannover

Zusammenfassung

Mit dem Fortschritt in der Erdgezeitenmeßtechnik und der Einrichtung einer großen Zahl von Beobachtungsstationen wächst der Wunsch nach einem automatischen Datenfluß vom Meßinstrument bis zum Ergebnis der harmonischen Analyse. Die analoge Registrierung ist die am weitesten verbreitete Form der Datenspeicherung; da eine große Zahl der Meßinstrumente kein elektronisches Meßsignal liefert, ist eine automatische Digitalisierung zur Zeit nicht überall möglich.

Es wird ein Weg beschrieben, auf dem unter Benutzung eines Digitalisierungsgerätes "pencil-follower" die Digitalisierung von Analogregistrierungen weitgehend fehlerfrei und schnell durchführbar ist.

Summary

The advances in Earth tide measurement techniques and the establishment of a great number of Earth tide stations demand for an automatic data processing, from the measuring instrument to the results of the harmonic analysis. Most of the registrations are made by analog recorders and as most of the measuring instruments do not give an electronic output, an automatical digitizing is not directly possible.

A procedure is described for digitizing analog curves using a digitizer "pencil-follower".

1. Einleitung

Mit dem Fortschritt in der Erdgezeitenmeßtechnik und der Einrichtung einer großen Zahl von Beobachtungsstationen fallen beträchtliche Mengen von Meßdaten an. Damit wächst der Wunsch nach einem automatischen Datenfluß vom Meßinstrument bis zur Analyse.

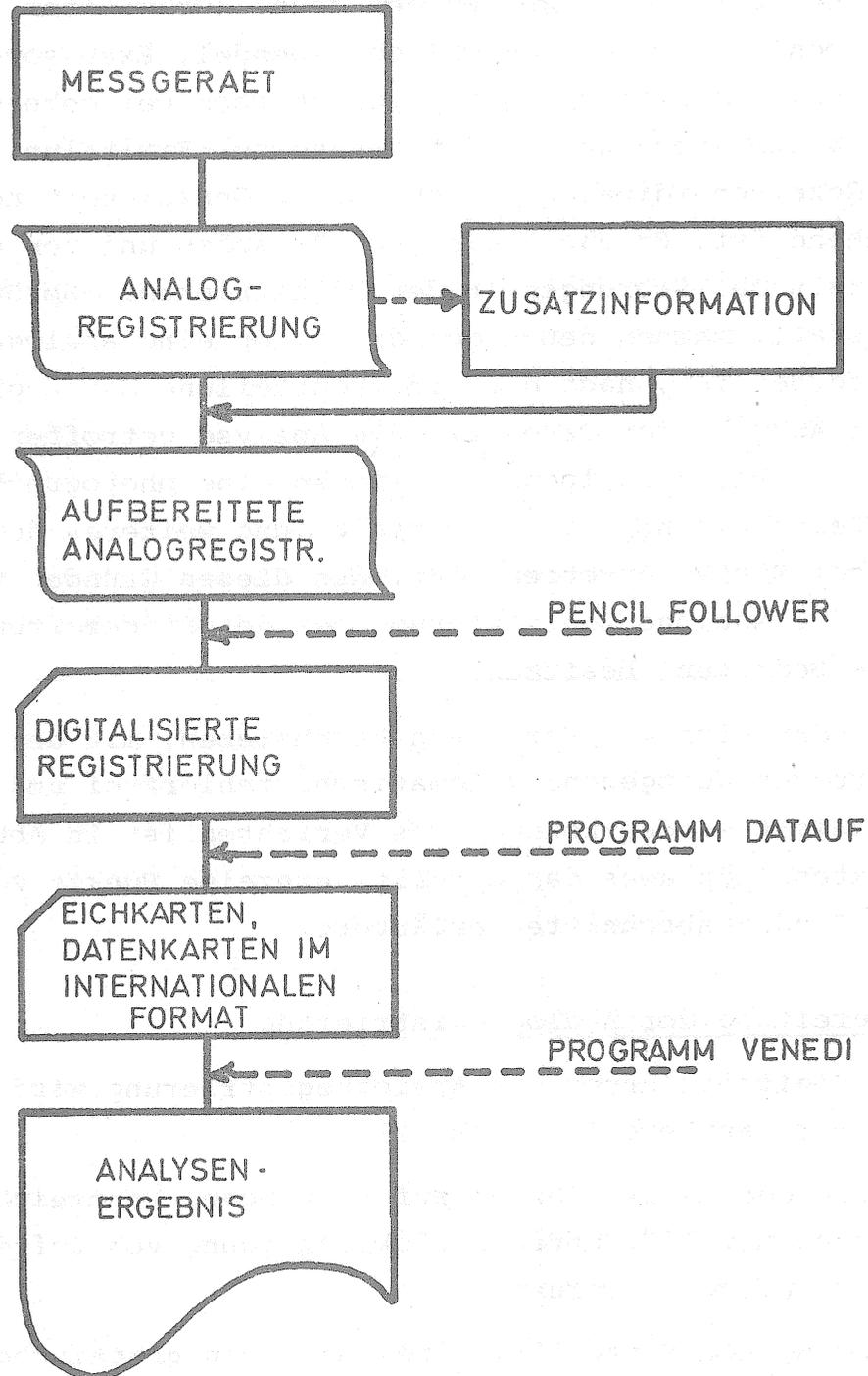


ABB.1 DATENFLUSSPLAN

Schon seit geraumer Zeit werden Meßgeräte benutzt, die ein elektrisches Signal liefern, welches automatisch analog oder digital auf Datenträger übertragen werden kann. (Gravimeter, Askania-Vertikalpendel, Ostrovsky-Horizontalpendel, Extensometer). Für die digitale Registrierung ist jedoch noch weitgehend unsicher, welcher Zeitabstand der Registrierung zur Ermittlung von stündlichen Gezeitenordinaten mit optimaler Genauigkeit notwendig und hinreichend ist. Er hängt u.a. vom Rauschen und von der Dämpfung des Signals ab. Störungen in der Registrierung (Sprünge, Erdbeben, Stromausfall) machen neben der digitalen eine analoge Aufzeichnung erforderlich, nach der eine Beurteilung der Registrierung und eine Auswahl der Daten für die Analyse getroffen werden kann. Die meisten Horizontalpendel besitzen eine photographische Registriereinrichtung, die sich nicht ohne weiteres durch ein elektronisches System ersetzen läßt. Aus diesen Gründen wird auch in Zukunft die analoge Registrierung bei der Erdgezeitenmessung erhebliche Bedeutung besitzen.

Im Folgenden wird ein Verfahren beschrieben, mit dem Analogregistrierungen weitgehend automatisch, fehlerfrei und schnell digitalisiert werden können. Das Verfahren ist in Abb. 1 in Form eines Datenflußplanes dargestellt; einzelne Punkte werden in den anschließenden Abschnitten erläutert.

## 2. Aufbereitung der Analogregistrierung

Vor der Digitalisierung der Analogregistrierung wird diese zweckmäßigerweise aufbereitet (Abb. 2):

1. Prüfung der Registrierung auf Störungen, Kennzeichnung von Sprüngen mit 7777 unter Berücksichtigung von Luftdruck- und Temperaturregistrierung
2. Zeichnung der Mittellinie, bei Sprüngen graphische Extrapolation bis zur nächsten Stundenmarke
3. Bezeichnung der Kurven und Eichungen, Instrument Nr., Komponente

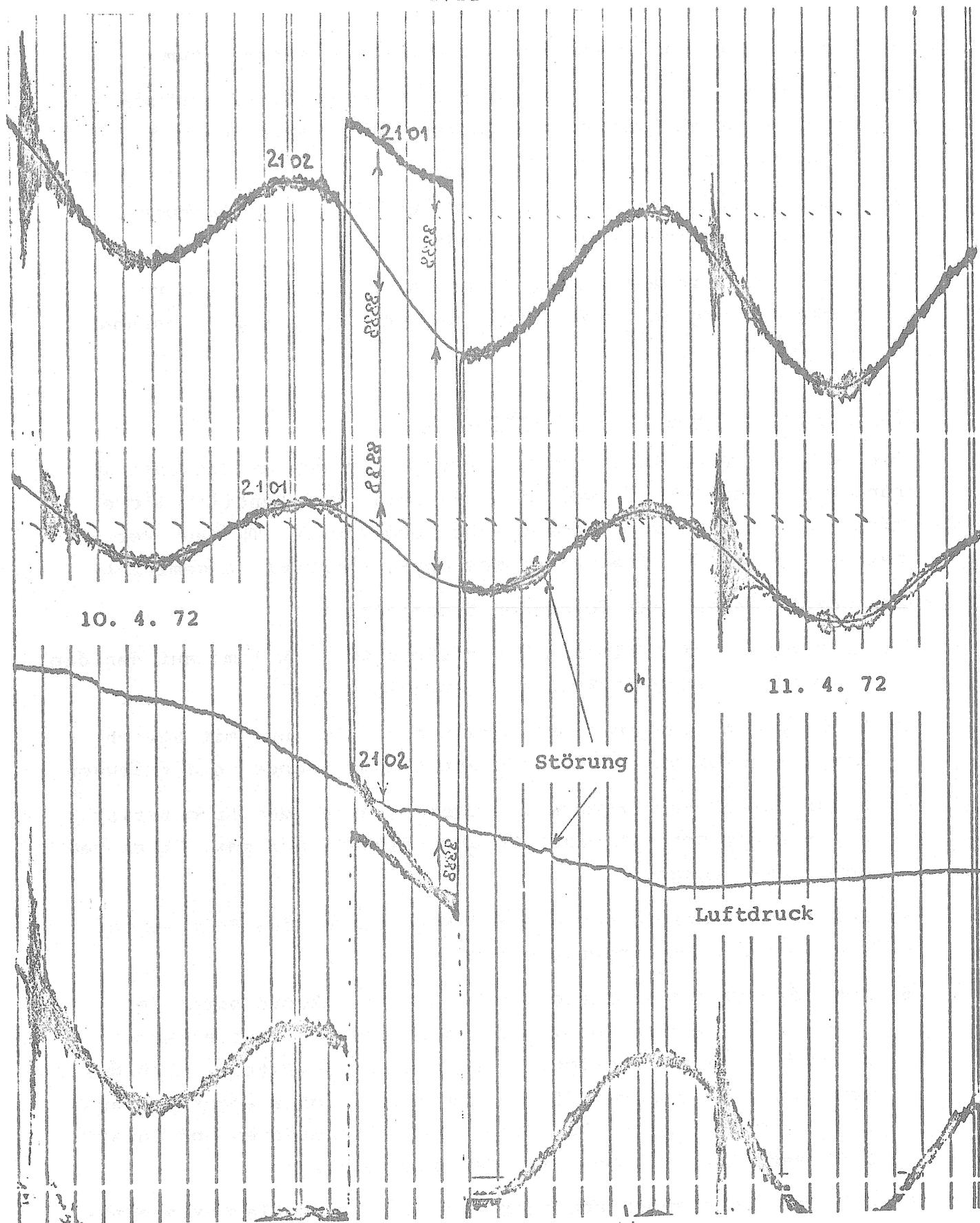


Abb. 2 Aufbereitete Analogregistrierung der Horizontalpendel TE 101 und TE 102

4. Bezeichnung der Zeitmarken mit Gregorianischem Datum
5. Festlegung der zu digitalisierenden Registrierzeiträume unter Berücksichtigung von ganzen 48h Intervallen und evtl. Störungen und Einlaufdrift
6. Kennzeichnung der Stellen, an denen die Eichauslenkungen gemessen werden sollen, mit 8888
7. Angabe der Eichauslenkung in msec, berechnet aus der Eichgleichung der Crapaudinen und dem Fußschraubenabstand der Pendel.

### 3. Digitalisierung am Pencil-Follower

Die aufbereiteten Analogregistrierungen werden am Digitalisierungsgerät Pencil-Follower digitalisiert. Der Pencil-Follower wird vom Institut für Theoretische Geodäsie der TU Hannover zeitweilig bei der Prakla-Seismos GmbH, Hannover, angemietet.

Das Gerät besteht aus folgenden Einheiten:

1. Arbeitstisch mit einer Arbeitsfläche von 1 x 1 m, auf den die zu digitalisierende Zeichnung aufgelegt wird
2. Verschiedene Sensoren, als Stift oder als Lupe mit Strichkreuz ausgebildet, die ein elektromagnetisches Feld erzeugen
3. Motorgetriebener Wagen mit Folgekopf unter dem Arbeitstisch, der automatisch mit einer Geschwindigkeit von max. 25 cm/sec dem Sensor folgt.
4. Positionsumsetzer, der die X-Y-Koordinaten des Folgekopfes über codierte Zylinder bestimmt
5. Anzeige und Programmierereinheit. Die Tischkoordinaten des Folgekopfes werden in 0.1 mm Einheiten von einem elektronischen Zähler angezeigt. Mittels einer Stecktafel kann das gewünschte Datenformat für Lochstreifen- oder Lochkartenausgabe gewählt werden. Die Eingabe von Steuerdaten und Zusatzinformationen ist über eine Tastatur möglich.
6. Lochstreifenstanzer und Schreibmaschine für Klartextausgabe
7. IBM-Kartenlocher 029 für Lochkartenausgabe





2101 710414187204102 1419 1415 1395 1350 1313 1287 1267 1267 1279 1310 1355 1392

2102 710414157204102 1794 1779 1788 1650 1576 1507 1470 1474 1512 1570 1638 1701

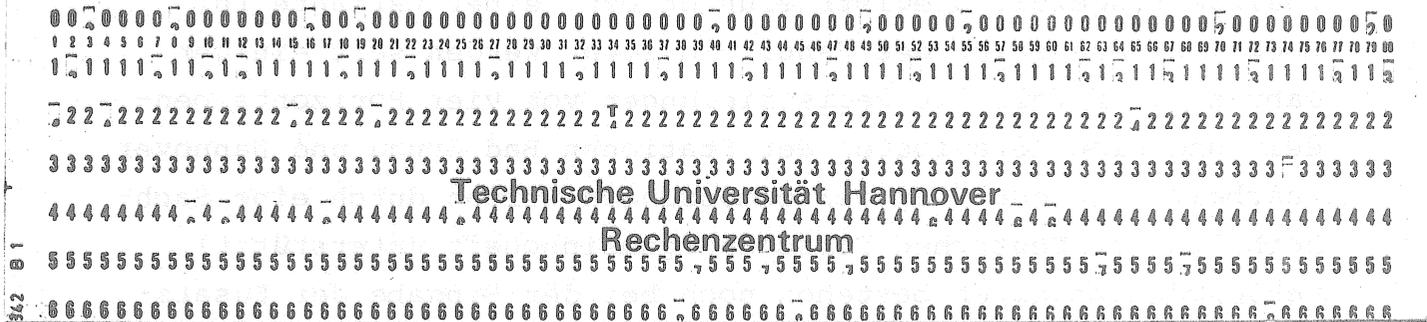


Abb. 5 Vom Programm DATAUF erzeugte Datenkarten im internationalen Format

### 5. Analyse der Erdzeitenregistrierung

Mit den Eichkarten und den im internationalen Format gestanzten Ordinaten kann nach Einfügen von einigen Steuerkarten direkt eine harmonische Analyse nach Venidikov berechnet werden. Es wird hierfür eine Modifikation des FORTRAN IV Programmes des Internationalen Zentrums für Erdzeiten Brüssel (freundlicherweise von Prof. Bonatz/Bonn zur Verfügung gestellt) benutzt.

### 6. Arbeitszeiten für die Datenaufbereitung

Die angegebenen Arbeitszeiten gelten für eingearbeitete Arbeitskräfte und sind Mittelwerte aus einer Reihe von Prozessen.

Beispiel: Datenaufbereitung von stündlichen Ordinaten für einen Registrierzeitraum von 16 Wochen für ein Horizontalpendel

Aufbereitung der Analogregistrierung	3 Stunden x 1 Arbeitskraft
Digitalisierung am Pencil-Follower	3 Stunden x 1 Arbeitskraft
Programm DATAUF	10 Sekunden Rechenzeit
Harmonische Analyse Programm VENEDI	10 Sekunden Rechenzeit

Die angegebenen Rechenzeiten beziehen sich auf die EDV-Anlage UNIVAC 1108 der GWD Göttingen über die Datenfernstation UNIVAC 9300 des RRZ Hannover.

### 7. Schlußbemerkungen

Mit dem hier geschilderten Datenaufbereitungsverfahren für analoge Erdzeitenregistrierungen bzw. einer Variante für Lochstreifenausgabe des Pencil-Follower werden seit einigen Jahren mit Erfolg die Registrierungen von vier Horizontalpendeln und einem Gravimeter der Stationen Bad Grund und Hannover bearbeitet (Diese Erdzeitenmessungen werden durch eine Sachbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt). Fehlermöglichkeiten bestehen noch bei der Eingabe der Zusatzinformationen, wie Datum der Registrierung, Instrument Nr., Komponente; diese Fehler können zur Zeit nur durch die Analyseergebnisse aufgedeckt werden. Es wird zur Zeit an einer Fehler-suchprozedur innerhalb der harmonischen Analyse gearbeitet, die es gestattet, fehlerhafte Registrierzeiträume aufzudecken.

### Literatur

1. d-mac Ltd., Glasgow:  
Instruction Manual Pencil Follower Type PF 10000
2. A. Böckmann:  
Untersuchungen des Digitalisierungsgerätes "Pencil-Follower",  
Seminararbeit am Lehrstuhl für Theoretische Geodäsie,  
TU Hannover 1972 (nicht veröffentlicht)

MAREES DE L'OCEAN PACIFIQUE

K. T. BOGDANOV

Acad. Sc. URSS Trav. Inst. Océanologie Tome 60 - pp. 142-160 1962.

ПРИЛИВЫ ТИХОГО ОКЕАНА

К.Т. Богданов.

Тр. Инст. Океанологии Том 60 Стр. 142-160 1962.

L'étude des marées de l'Océan Pacifique en général et l'établissement de cartes de lignes cotidales ont été entrepris par une série de chercheurs étrangers qui ont étudié dans ce but les différentes méthodes aussi bien théoriques que semi-empiriques. Cependant la plupart d'eux n'ont pas obtenu de résultats précis car leurs recherches étaient basées sur une très petite quantité d'observations ou sur des hypothèses qui déforment radicalement les conditions naturelles (Doodson A.T., 1958).

Les travaux de Dietrich G (1944) et Villain C (1951) consacrés à cette question et particulièrement leurs cartes de lignes cotidales (fig. 1-5) sont à présent utilisés avec confiance. Ces cartes paraissent exactes pour beaucoup de régions de l'Océan Pacifique. Toutefois les cartes de lignes cotidales pour les composantes  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  et  $O_1$  publiées par Dietrich en 1944 ne peuvent prétendre à une haute précision, ce que reconnaît l'auteur lui-même. Dietrich avait à sa disposition une quantité très faible d'observations ne garantissant pas la couverture régulière de la surface de l'Océan Pacifique même là où c'était possible. En outre, la qualité des données n'a pas toujours été satisfaisante. En conséquence, le caractère de la propagation des ondes de marées semi-diurnes  $M_2$  et  $S_2$  dans la partie sud-est de l'Océan Pacifique et de la propagation des ondes de marées diurnes  $K_1$  et  $O_1$  dans la partie centrale de l'Océan Pacifique et au sud-est de la Nouvelle Zélande soulève des doutes sérieux.

Dans une série de cas, la propagation de l'onde de marée indiquée sur les cartes cotidales de Dietrich ne correspond pas aux observations. Par exemple, sur les cartes cotidales des ondes  $K_1$  et  $O_1$  la propagation des ondes de marée le long du littoral sud-est de la Nouvelle-Zélande s'effectue du nord vers le sud alors que la variation effective des angles de position ( $g^\circ$ ) sur ce littoral indique que leur propagation est du sud vers le nord.

La carte cotidale pour la composante semi-diurne  $M_2$ , publiée par Villain en 1951, est basée sur de nombreuses données, cependant l'auteur n'a pas réussi à interpréter le caractère de la propagation de cette onde dans la partie sud-est de l'Océan Pacifique.

Les méthodes de construction des cartes cotidales appliquées par Dietrich et Villain sont concordantes l'une avec l'autre puisque dans chacun des deux cas on a examiné d'après les données réelles la propagation de l'onde de marée sur les côtes en tenant compte de considérations basées sur le caractère des mouvements de marée dans une mer ouverte. C'est pourquoi on ne peut considérer de telles méthodes comme parfaites.

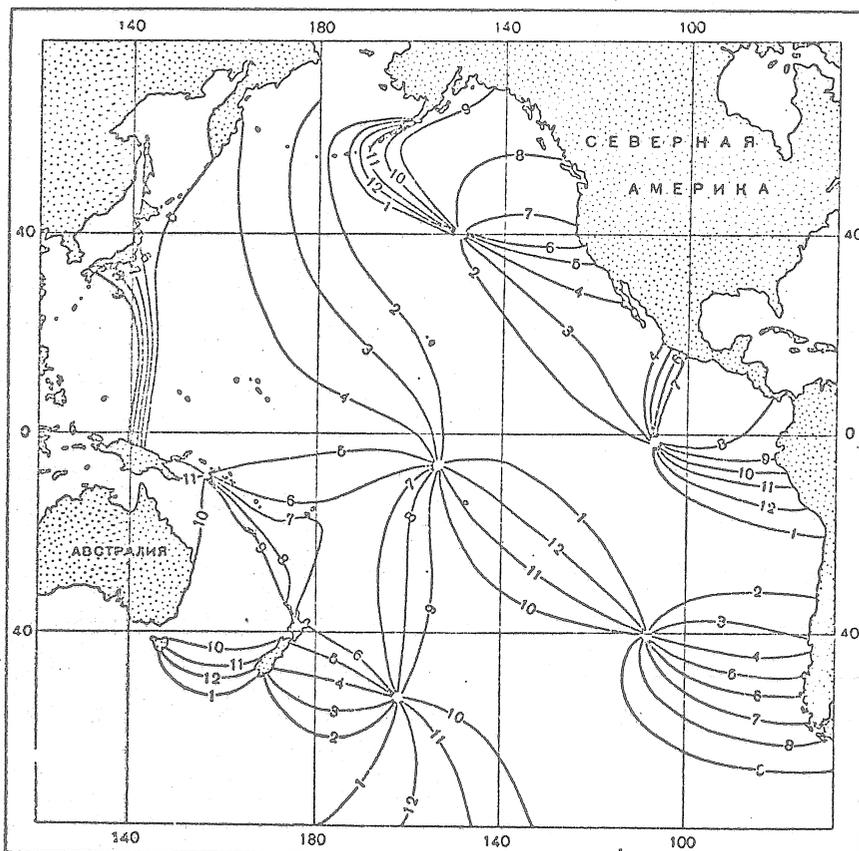


Fig. 1 Carte cotidale de l'onde  $M_2$  d'après Dietrich (1944)

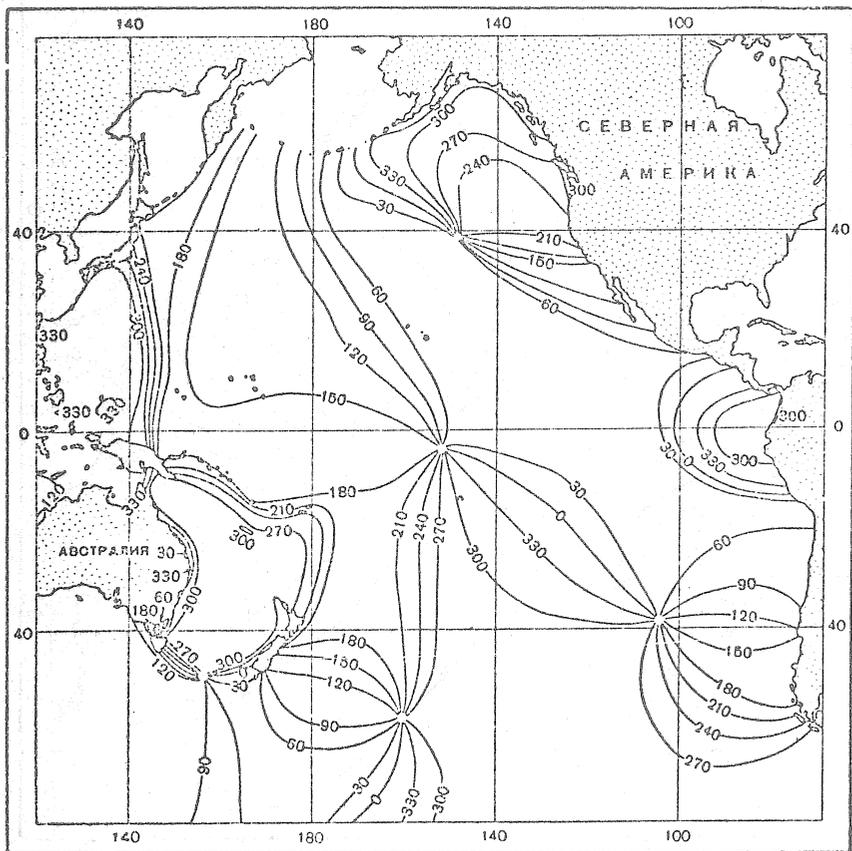


Fig. 2 Carte cotidienne de l'onde S<sub>2</sub> d'après Dietrich (1944)

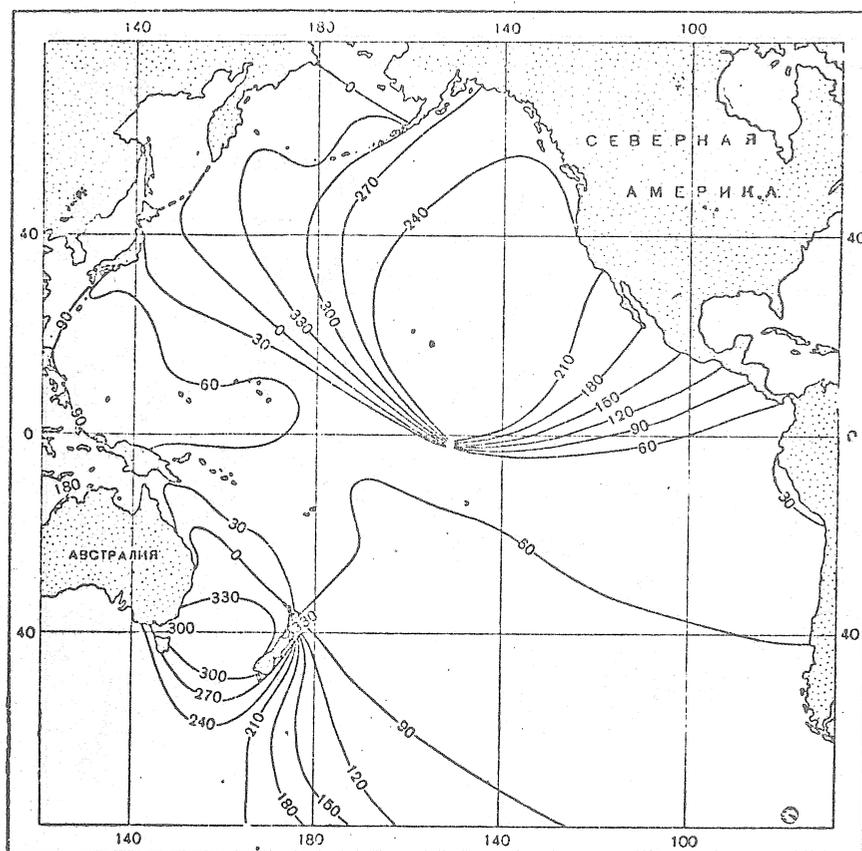


Fig. 3 Carte cotidienne de l'onde K<sub>1</sub> d'après Dietrich (1944)

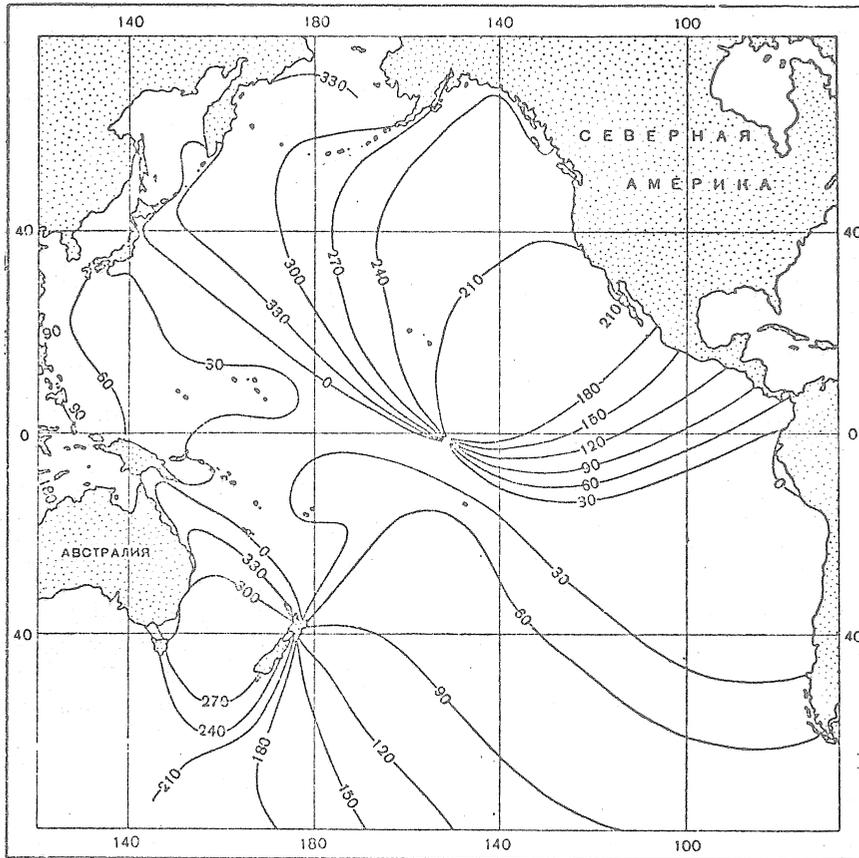


Fig. 4 Carte cotidiale de l'onde  $O_1$  d'après Dietrich (1944)

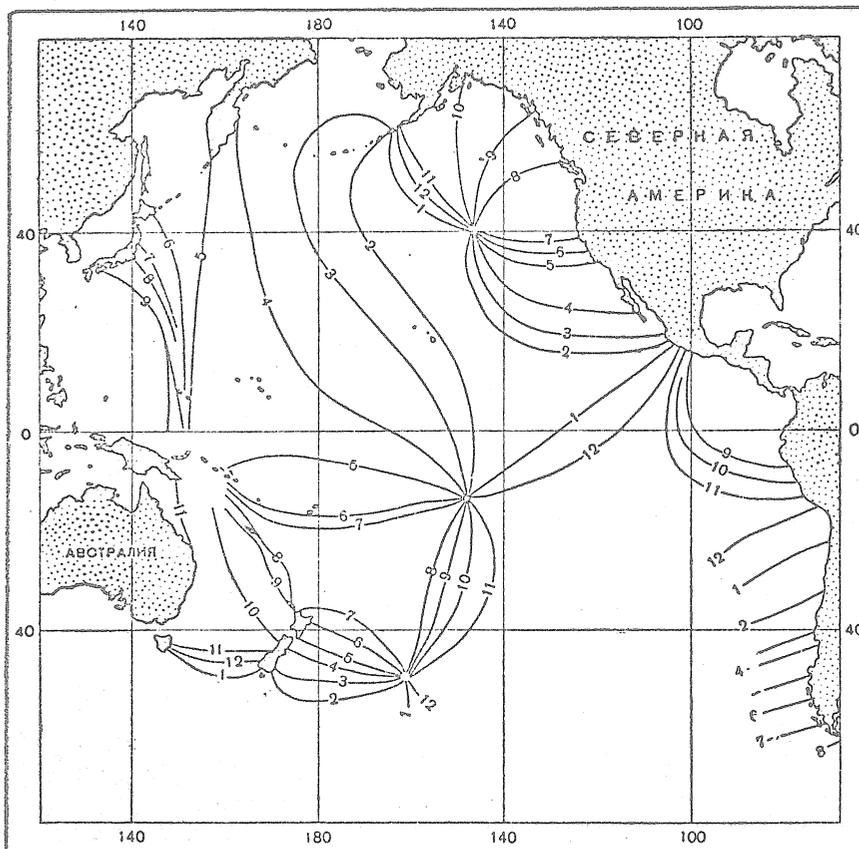


Fig. 5 Carte cotidiale de l'onde  $M_2$  d'après Villain (1951)

Du fait de l'augmentation des données d'observations sur les côtes des continents et dans les nombreuses îles de l'Océan Pacifique et vu l'amélioration de la méthode de construction des cartes cotidales, nous est apparue la possibilité d'établir des cartes plus précises et de combler les lacunes dans ce domaine.

Dans le présent travail, pour construire les cartes cotidales on a appliqué la "méthode des isohypses" (Timonov, 1959) utilisée précédemment à maintes reprises pour l'établissement de ces cartes pour différentes mers. Cette méthode, appliquée aux mers, garantit une précision suffisamment élevée (Bogdanov 1961).

La méthode des isohypses consiste en ce qui suit : on calcule préalablement, pour chaque heure, les hauteurs de niveau de la marée pour tous les points sur la côte et les îles du bassin étudié, pour chaque onde composante en particulier, d'après les constantes harmoniques connues de la marée à la date déterminée. D'après les valeurs des hauteurs de niveau à chaque heure de la période de marée de l'onde, on établit les cartes "isohypses" du relief instantané de la surface de niveau de l'Océan par interpolation linéaire des hauteurs. Ensuite en numérotant les cotes des isohypses sur quatre périodes pour chaque onde de marée (sur chaque carte des isohypses) on détermine la position des lignes cotidales.

La méthode des isohypses s'applique à une surface d'eau aussi étendue qu'est l'Océan Pacifique. C'est pourquoi on peut craindre qu'elle n'entraîne des erreurs importantes dans l'interpolation linéaire des hauteurs de niveau, lorsque les points pour lesquels on a calculé préalablement la hauteur de niveau sont sensiblement éloignés l'un de l'autre. Cependant cette crainte ne s'est pas justifiée. Une grande quantité de points dans les îles (plus de 100) et les grandes dimensions horizontales des ondes de marées ramènent de telles erreurs à un minimum. N'importe laquelle des cartes du relief instantané de la surface de niveau de l'océan (fig. 6-11) données ci-après, peut en constituer une preuve.

Comme nous le constatons, la répartition des points où sont connues les constantes harmoniques de la marée permet de tracer avec suffisamment de précision tous les traits principaux du relief de la surface de marée de l'Océan, même pour de très petites variations de marée. D'autre part, on constate par les cartes de la surface instantanée que les dimensions horizontales des variations de marée du niveau sont tellement grandes que toutes les formes du relief de la surface de marée de l'océan sont très bien englobées par le réseau des points où l'on possède les constantes harmoniques de la marée.

Ainsi, deux hypothèses qui correspondent apparemment aux conditions naturelles ont servi de base d'application de la méthode des isohypses à l'Océan Pacifique :

- 1) nous comparons la dimension horizontale de l'onde de marée ou des variations de marée sur la surface du bassin étudié avec les dimensions du bassin;
- 2) les parties séparées du profil de l'onde (longue) de marée se trouvant près du niveau moyen de marée, peuvent être approchées par les lignes droites.

La possibilité de représenter sous une forme concrète et simple la carte instantanée de la surface de l'Océan déterminée par les variations de marées et de suivre sa variation successive d'heure en heure, constitue le grand avantage de la méthode des isohypses. Il convient également de considérer la grande simplicité de la méthode comme son avantage. Il faut également tenir compte de ce que pour étudier parfaitement les marées de l'océan Pacifique, nous n'appliquerons aucune autre des méthodes actuelles d'analyse spatiale des phénomènes de marées. L'absence ou la faible quantité d'observations sûres dans la partie Sud de l'Océan Pacifique ne donne pas la possibilité de donner les valeurs du niveau ou du courant de marée à la limite sud du contour, ce qui est nécessaire pour utiliser la méthode de Hansen ou des méthodes analogues d'intégration numérique.

Les constantes harmoniques des marées  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  et  $O_1$  pour 563 points répartis sur la côte et en beaucoup d'îles de l'Océan Pacifique ont servi de données de départ pour notre travail. Ces indications sont tirées de différentes sources étrangères (articles du Bureau International de Géophysique et tables d'amirauté des marées). Pour faciliter les calculs, toutes les données sont ramenées à un seul système de calcul des angles de position ( $g_0$ ).

La répartition des points où l'on possède les constantes harmoniques de la marée sur la côte et dans les îles de l'Océan Pacifique est irrégulière (fig. 6). La côte ouest de l'Océan Pacifique (Tasmanie, Australie, Nouvelle Guinée, Philippines, Riou-Kiou, Japon) est couverte d'une grande quantité de points (plus de 300). Dans les îles des parties centrale et ouest de l'Océan, il y a 106 points.

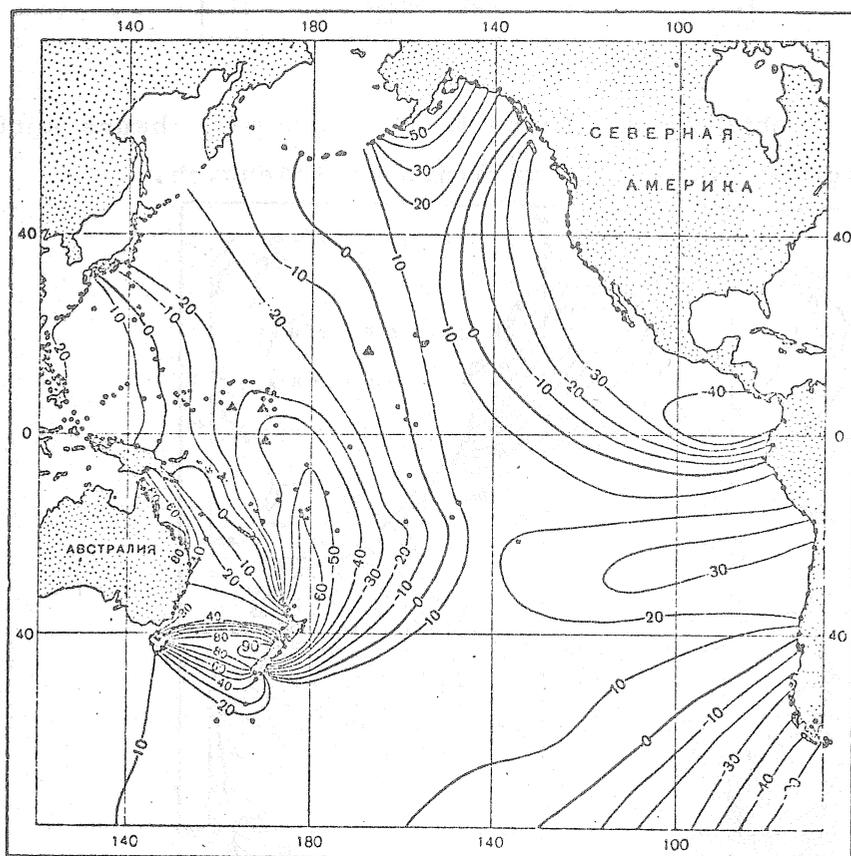


Fig. 6 Carte des isohypses de l'onde  $M_2$  à l'époque de culmination de la Lune au méridien de Greenwich.

On indique par des points la répartition des sites dont les constantes harmoniques de marée sont prises dans la réduction; les points pris pour le contrôle sont indiqués par un petit triangle.

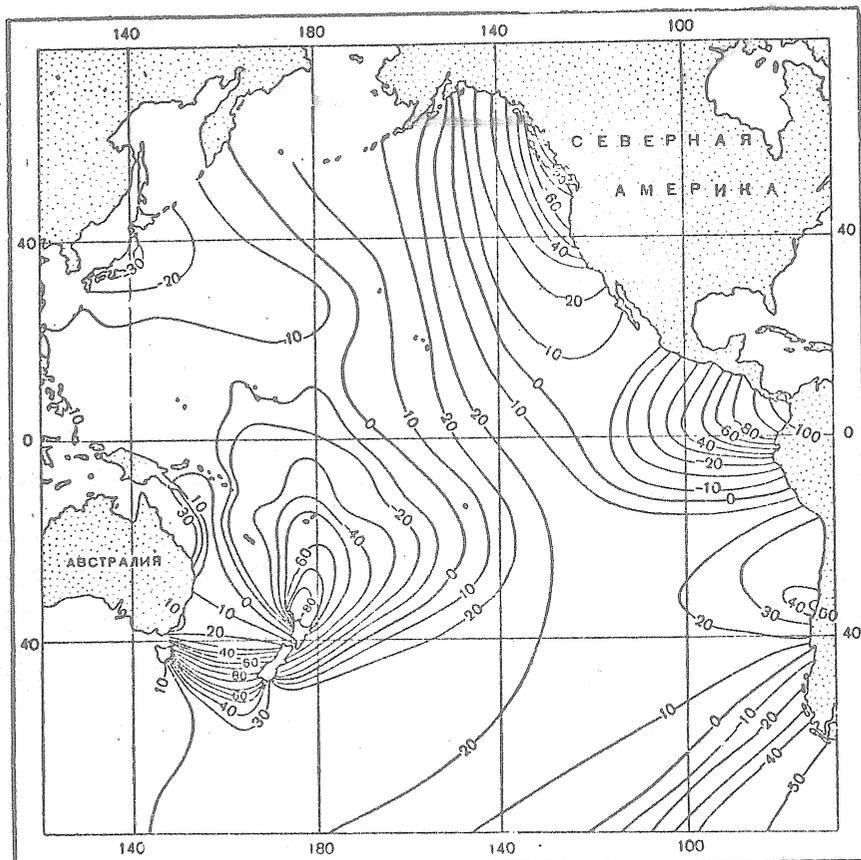


Fig. 7 Carte des isohypses de l'onde  $M_2$  à la première heure après la culmination de la Lune au méridien de Greenwich.

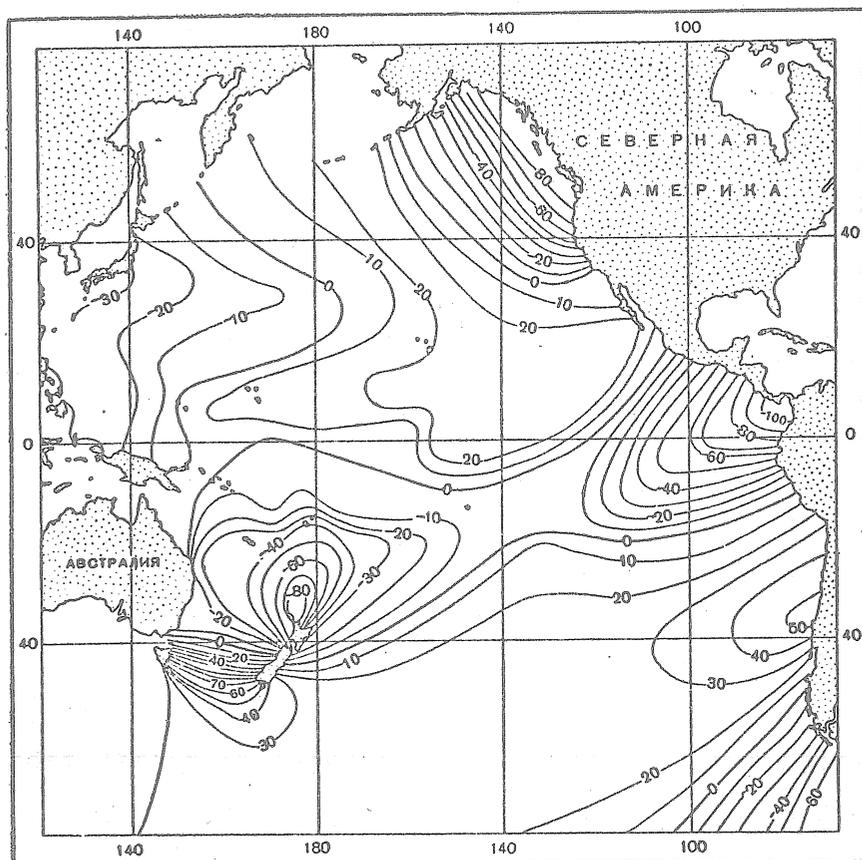


Fig. 8 Carte des isohypses de l'onde  $M_2$  à la deuxième heure après la culmination de la Lune au méridien de Greenwich.

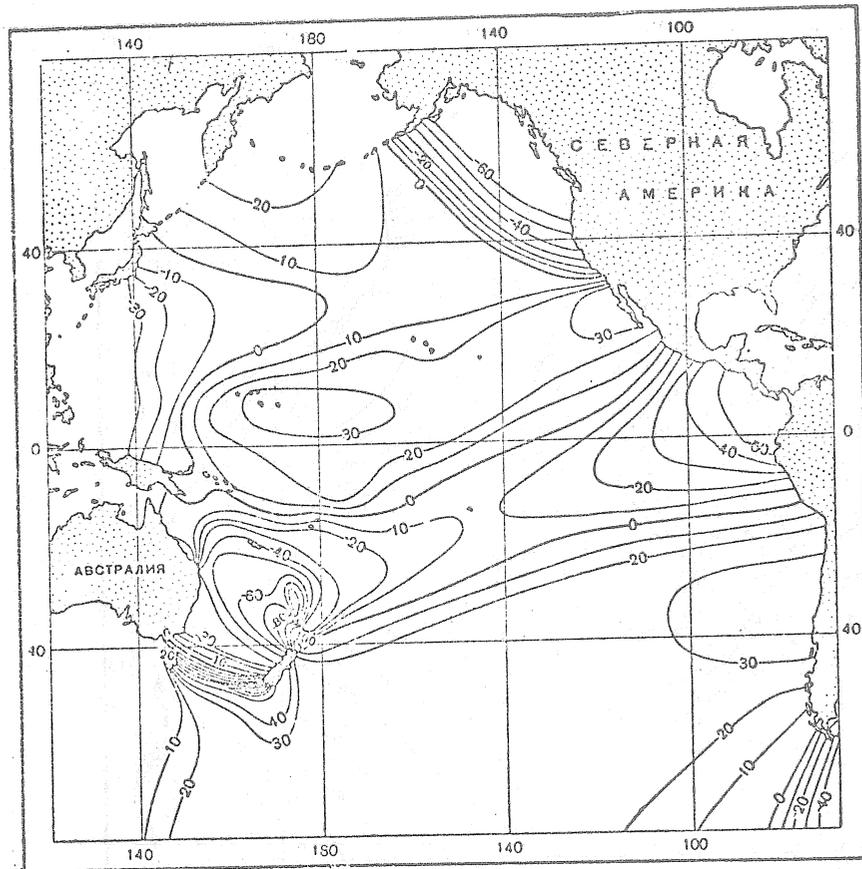


Fig. 9 Carte des isohypses de l'onde  $M_2$  à la troisième heure après la culmination de la Lune au méridien de Greenwich.

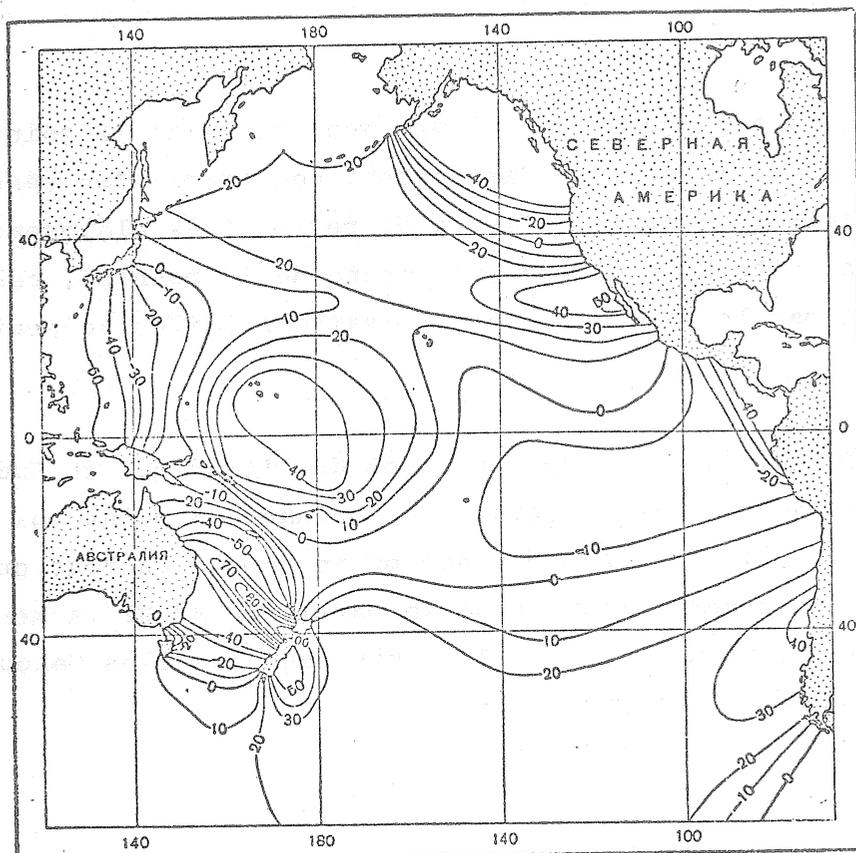


Fig. 10 Carte des isohypses de l'onde  $M_2$  à la quatrième heure après la culmination de la Lune au méridien de Greenwich.

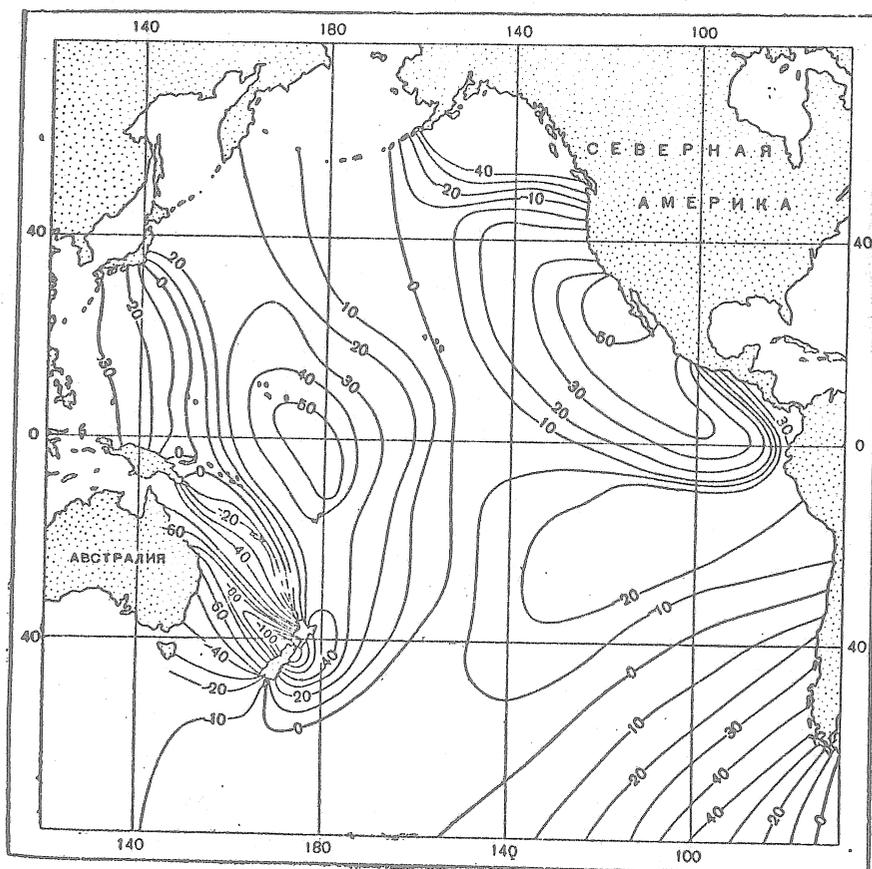


Fig. 11 Carte des isohypses de l'onde  $M_2$  à la cinquième heure après la culmination de la Lune au méridien de Greenwich.

Sur la carte de la Nouvelle Zélande sont répartis 32 points. Les îles Aléoutiennes et la côte du Canada sont couvertes d'un réseau assez régulier de points (70 points). Il y a un réseau très clairsemé de points sur la côte des Etats-Unis d'Amérique (moins de 30 points); cela s'explique apparemment par le fait que les observations faites ne sont pas toutes publiées.

Sur la côte de l'Amérique Centrale et de l'Amérique du Sud il y a un réseau clairsemé composé de 28 points en incluant un point aux îles Galapagos. Sur la côte de l'Antarctique on ne compte en tout que 5 points qui sont situés en groupe séparé dans la partie ouest de la mer de Ross. Dans les eaux Antarctiques, il y a 3 points dans les îles Makouori, Campbell et Oakland.

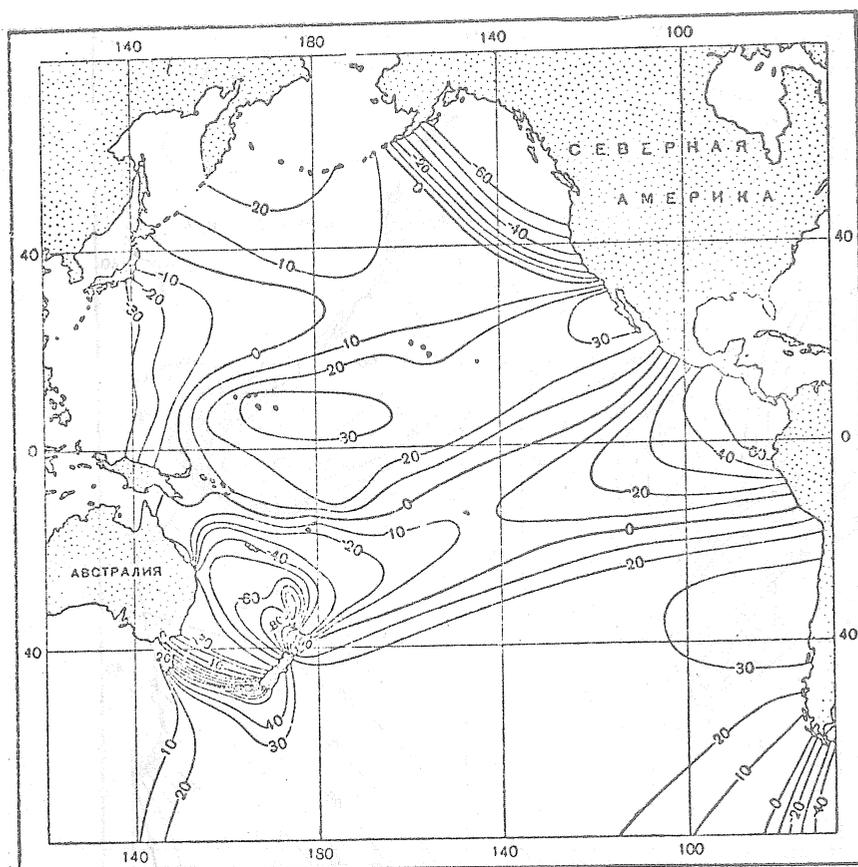


Fig. 9 Carte des isohypses de l'onde  $M_2$  à la troisième heure après la culmination de la Lune au méridien de Greenwich.

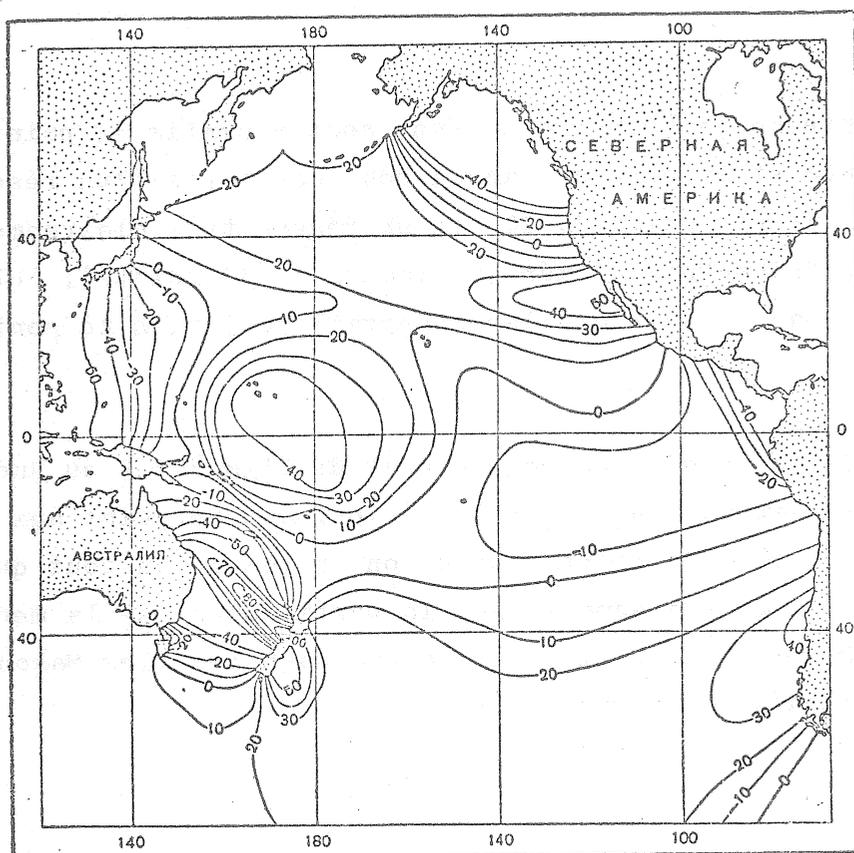


Fig. 10 Carte des isohypses de l'onde  $M_2$  à la quatrième heure après la culmination de la Lune au méridien de Greenwich.

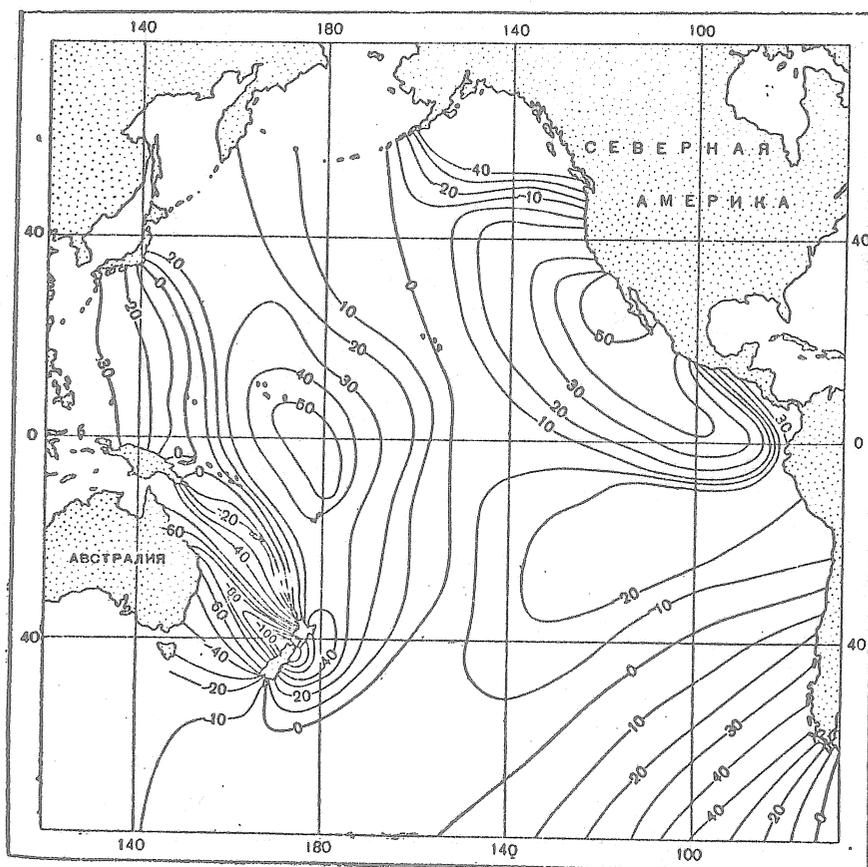


Fig. 11 Carte des isohypses de l'onde  $M_2$  à la cinquième heure après la culmination de la Lune au méridien de Greenwich.

Sur la carte de la Nouvelle Zélande sont répartis 32 points. Les îles Aléoutiennes et la côte du Canada sont couvertes d'un réseau assez régulier de points (70 points). Il y a un réseau très clairsemé de points sur la côte des Etats-Unis d'Amérique (moins de 30 points); cela s'explique apparemment par le fait que les observations faites ne sont pas toutes publiées.

Sur la côte de l'Amérique Centrale et de l'Amérique du Sud il y a un réseau clairsemé composé de 28 points en incluant un point aux îles Galapagos. Sur la côte de l'Antarctique on ne compte en tout que 5 points qui sont situés en groupe séparé dans la partie ouest de la mer de Ross. Dans les eaux Antarctiques, il y a 3 points dans les îles Makouori, Campbell et Oakland.

La répartition des points possédant les constantes harmoniques de la marée constitue un témoignage de l'étude encore insuffisante de l'Océan Pacifique sous le rapport des marées particulièrement dans ses parties du sud et du sud-est et, d'autre part, apparemment de l'impossibilité de se servir complètement des données sur la côte est de l'océan. Toutefois une grande quantité de données et l'englobement assez régulier de toute la côte et de la plupart des îles (à l'exception de la partie sud) permet d'effectuer sur leur base l'étude de la propagation des ondes de marées dans l'Océan Pacifique. Une série de points possédant les constantes harmoniques de la marée sur la côte ouest n'a pas été incluse dans la réduction puisqu'il n'était pas utile de réduire une grande quantité de points concentrés l'un près de l'autre et fournissant des données pratiquement les mêmes lors des calculs préliminaires. Les données de certains points avec constantes harmoniques, répartis dans les îles dans la partie centrale de l'Océan sont utilisées pour évaluer la correction de l'établissement et de la précision des nouvelles cartes de lignes cotidales au moyen des calculs préliminaires de contrôle.

Pour faciliter la comparaison avec les autres cartes et d'autres régions de l'Océan mondial, tous les calculs et l'établissement des cartes de lignes cotidales sont effectués en temps solaire du méridien de Greenwich. Les hauteurs du niveau pour chaque onde en particulier ont été calculées préalablement pour les conditions astronomiques moyennes, c'est-à-dire pour  $B = 1$ ,  $t = 0$  et  $C = 1$ ,  $c = 0$ .

Les hauteurs calculées préalablement à chaque heure pour tous les points pris dans la réduction ont servi de base pour l'établissement des cartes d'isohypses de la surface instantanée du niveau de l'océan.

Lors de l'examen successif des cartes de chaque heure des isohypses de l'onde  $M_2$  (fig. 6-11), le caractère assez simple des variations de marées de la surface de l'Océan Pacifique attire l'attention. La dimension horizontale des ondes de marées est tellement grande qu'on ne peut voir

sur chaque carte d'isohypses plus de trois régions présentant une élévation de niveau au-dessus du niveau moyen et trois régions avec une baisse de niveau. Au moment de la culmination de la Lune au méridien de Greenwich (heure zéro) (fig. 6), on trouve un vaste domaine d'élévation de la surface de l'Océan au-dessus du niveau moyen dans les parties centrale et sud de l'Océan. Dans la partie centrale de l'Océan, cette élévation a la forme d'une crête allongée le long du méridien. A l'est et à l'ouest de cette crête on observe des domaines avec élévation du niveau de l'océan. Dans la partie ouest (mers des Philippines, Coral, Tasmanie) on trouve un domaine avec une élévation importante. A la limite de la partie sud-est, on observe un creux.

Le relief de la surface de l'océan, comme le montre l'examen successif de toutes les cartes, a une tendance à un déplacement dans le sens contraire des aiguilles d'une montre. Cela suggère l'existence à la surface de l'océan d'une grande quantité de zones de variations verticales.

Une analyse plus attentive des cartes d'isohypses montre l'existence de zones ayant une inclinaison constante de la surface de niveau dans les différentes parties de l'Océan Pacifique ne variant pas au cours de toute la période de marée. Ainsi il n'est pas difficile de noter que la surface inclinée tourne autour d'un seul point (dans certains cas dans le sens des aiguilles d'une montre et dans d'autres, dans le sens inverse). Ces faits constituent un signe certain de l'existence de systèmes amphidromiques dans ces régions. Ces systèmes s'observent dans le golfe d'Alaska, dans la région des îles Touamotou, Cook et dans d'autres régions.

Il ne semble pas utile de nous arrêter plus en détail sur l'analyse des cartes d'isohypses de l'onde  $M_2$  puisque les nouvelles cartes de lignes cotidales pour les ondes  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  et  $O_1$  établies sur la base des cartes d'isohypses montrent une série de particularités de la propagation des ondes de marées dans l'Océan Pacifique. Pour cette même raison il est inutile de donner dans ce travail et de décrire les collections de cartes d'isohypses pour les ondes  $S_2$ ,  $K_1$  et  $O_1$ . Nous ne donnerons pas non plus

dans ce travail les cartes d'isohypses de l'onde  $M_2$  pour la seconde moitié de la période de marées (6 - 11 heures après la culmination de la Lune au méridien de Greenwich) puisque ces cartes répètent exactement les cartes de la première moitié de la période simplement avec le signe opposé.

Les cartes d'isohypses de la surface instantanée de niveau pour  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  et  $O_1$  ont servi de base pour établir les nouvelles cartes cotidiales des ondes  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  et  $O_1$  (fig. 12-15).

Il est utile d'examiner d'abord les traits communs et la régularité de caractère pour la propagation de toutes les ondes de marée et de passer ensuite à l'examen successif des particularités de la propagation de chaque onde en particulier.

Il faut d'abord mentionner que dans ce travail nous examinons la propagation des ondes de marée et les marées pour l'océan ouvert. Les marées dans les golfes et les baies peu profonds, déterminées principalement par les conditions locales, ne sont pas examinées. La mer intérieure du Japon, le golfe de Cook et d'autres sont au nombre de ces golfes.

Avant tout, on constate par les cartes de lignes cotidiales de l'Océan Pacifique déterminées par les ondes  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  et  $O_1$  apparaissent sans action de l'onde de marée qui entre dans l'Océan Pacifique en provenance de l'Océan Indien et du sud de l'Australie (l'onde de marée provenant de l'Océan Atlantique n'entre pas dans l'Océan Pacifique) et que les marées de l'Océan Pacifique sont engendrées principalement par l'effet direct des forces génératrices de marée de la Lune et du Soleil, ce qu'on peut également démontrer partant des raisonnements théoriques.

La présence d'une grande quantité de systèmes amphidromiques sur les cartes de lignes cotidiales des ondes  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  et  $O_1$  témoigne de ce que les marées de l'Océan Pacifique ont en général le caractère de variations verticales. Quant à la rotation des systèmes amphidromiques dans une direction opposée dans le même hémisphère, elle témoigne du fait que les systèmes amphidromiques sont déterminés à un haut degré par la complexité des ondes progressives se propageant en différentes directions.

Cependant à grande distance des centres des systèmes amphidromiques la propagation des ondes de marées peut être envisagée à peu près comme progressive. Ce n'est que dans la partie sud-est de l'Océan Pacifique que toutes les ondes de marées ont un caractère purement progressif.

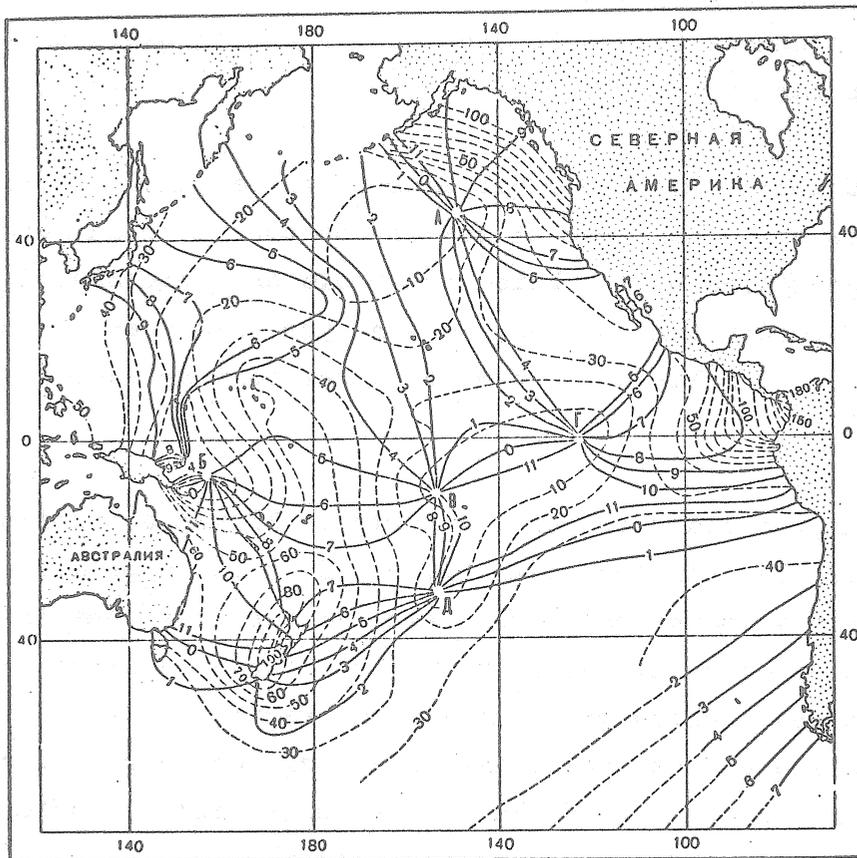


Fig. 12 Carte des lignes cotidiales de l'onde  $M_2$   
(le pointillé indique les lignes des iso-amplitudes (H, cm))

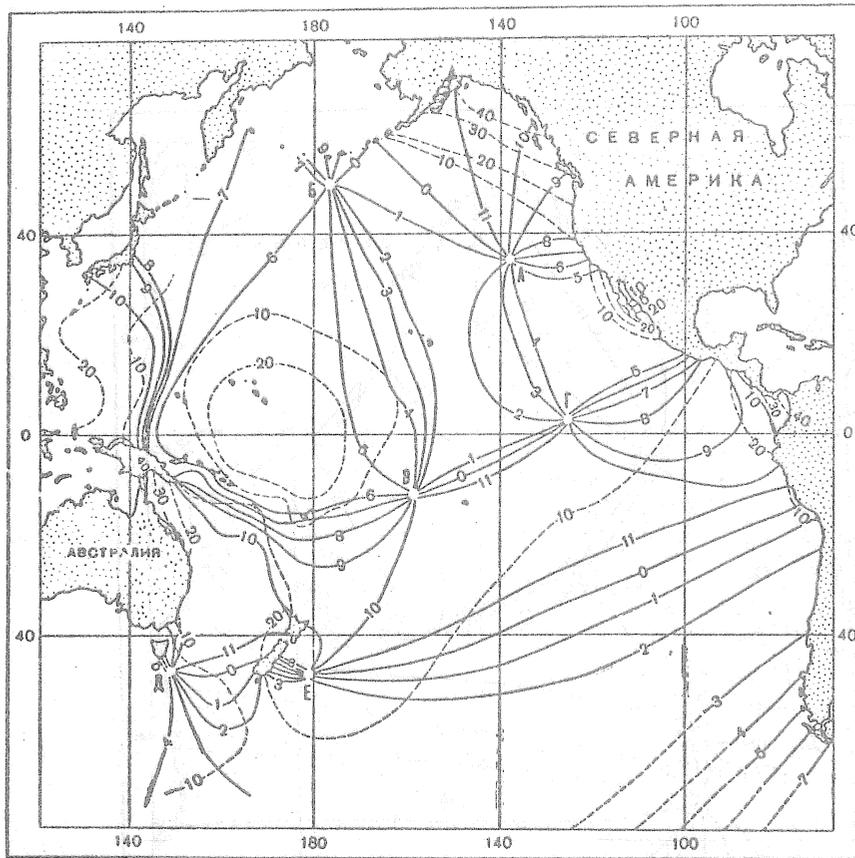


Fig. 13 Carte des lignes cotidales de l'onde  $S_2$   
(le pointillé indique les lignes des iso-amplitudes (H, cm))

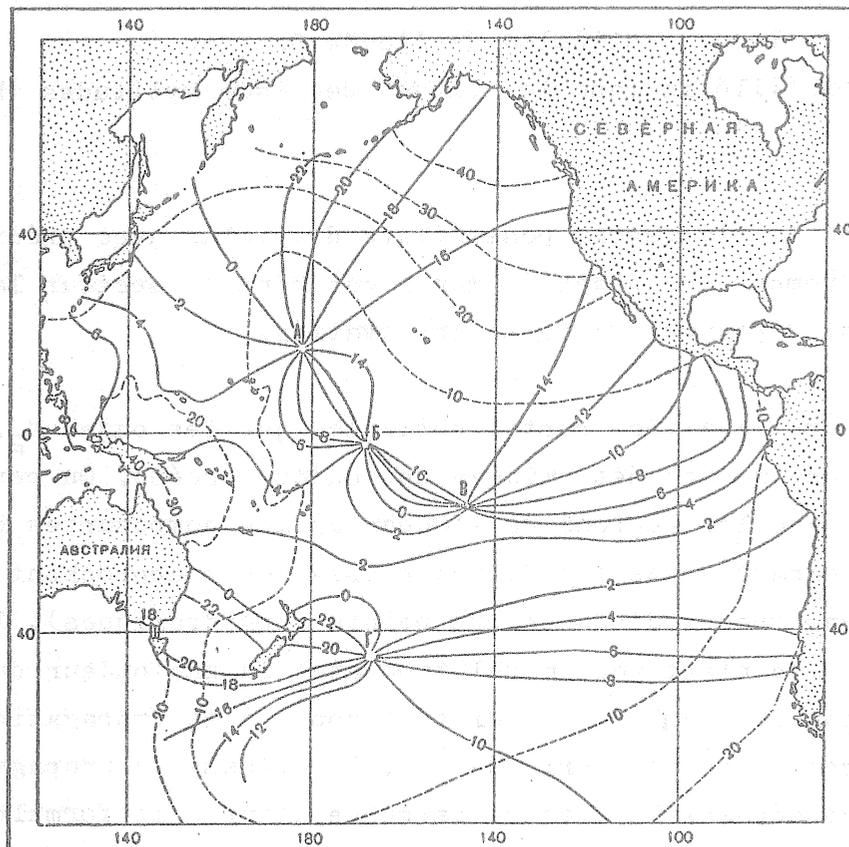


Fig. 14 Carte des lignes cotidales de l'onde  $K_1$   
(le pointillé indique les lignes des iso-amplitudes (H; cm))

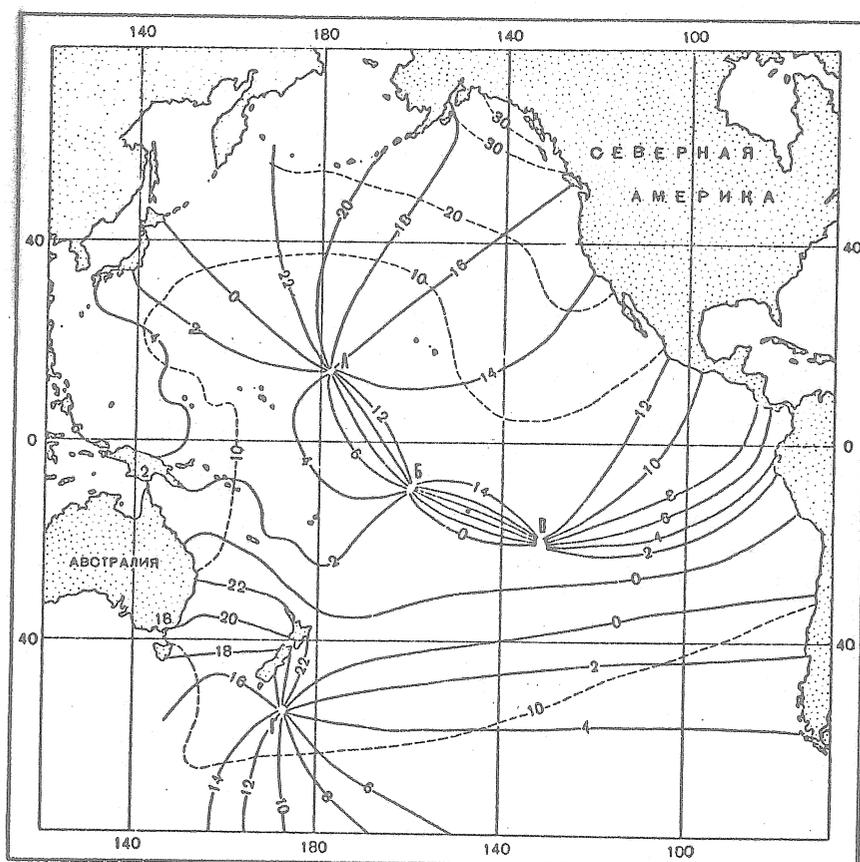


Fig. 15 Carte des lignes cotidales de l'onde  $O_1$   
(le pointillé indique les lignes des iso-amplitudes (H, cm))

Là cependant on n'a pas la possibilité d'établir avec précision la direction du mouvement des ondes de marée car dans ce secteur la côte de l'Antarctique est dépourvue de toute observation.

Il découle également des cartes cotidales que les ondes  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  et  $O_1$  sont dans une mesure déterminées des ondes forcées. On peut naturellement dire que dans les régions de l'Océan où les composantes de l'onde de marée ont le caractère de l'onde progressive ou s'approchent de l'onde progressive (à une grande distance des points amphidromiques), leur vitesse de propagation n'est pas en relation avec la profondeur de l'océan par la formule connue  $c = \sqrt{gN}$ , ce qui est propre à la propagation des ondes longues libres. Dans une série de cas, la vitesse de propagation des ondes composantes dépasse la vitesse calculée d'après la formule indiquée plus haut et par contre, dans d'autres cas, elle est un peu plus petite qu'elle.

Ce fait, en effet, ne signifie pas encore que la profondeur n'exerce pas une influence sur la vitesse de propagation des ondes de marées. La propagation de l'onde  $M_2$  dans la région immergée de la crête d'Hawaï peut en servir d'exemple. On voit sur la carte cotidale comment la crête de l'onde de marée (dans cette région, on peut la considérer voisine de l'onde progressive) ralentit son mouvement dans la zone de la crête immergée alors qu'à de grandes profondeurs, des deux côtés de la crête, elle se meut avec une grande vitesse. En conséquence de quoi les lignes cotidales présentent une courbure.

Il est utile d'examiner séparément les cartes cotidales des ondes  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  et  $O_1$  et de les comparer avec des cartes plus récentes.

La carte cotidale de l'onde  $M_2$  indique que la propagation de cette onde et par conséquent les marées de l'Océan Pacifique déterminées par cette onde ont un caractère très compliqué. L'existence de cinq systèmes amphidromiques (A, B, C, D, E) et de la zone de bifurcation des variations verticales non déployée dans le système amphidromique, vers le nord provenant de l'île de la Nouvelle Irlande, en témoigne.

La comparaison de la nouvelle carte cotidale de l'onde  $M_2$  avec les cartes établies précédemment par Dietrich et Villain montre une série de différences importantes. Ces différences résident non seulement dans une autre disposition des lignes cotidales sur les cartes mais aussi dans l'interprétation différente du caractère de propagation de l'onde de marée.

Comme nous l'avons indiqué plus haut, Villain a été contraint à refuser l'interprétation du caractère de propagation de l'onde de marée sur la partie sud-est de l'Océan Pacifique indiquée sur la carte cotidale de l'onde  $M_2$  de Dietrich (fig. 1). Cependant il n'a pu la remplacer par rien. Sur la carte cotidale de Villain, la partie Sud-Est de l'Océan est restée une tache blanche. Sur la nouvelle carte proposée des données objectives ne confirment pas l'existence dans cette partie de l'océan d'un système amphidromique et un autre caractère de propagation de l'onde de marée  $M_2$  est présenté.

La nouvelle carte cotidale de l'onde  $M_2$ , à l'inverse de la carte de Villain, montre en principe un autre caractère de propagation de l'onde dans la partie est de l'océan (vers l'ouest provenant de l'Amérique centrale). On dispose ici du système amphidromique qui a été écarté par Villain sans raisons suffisantes malgré que sur la carte de Dietrich il est indiqué dans cette région de l'océan.

La position des systèmes amphidromiques et particulièrement de leurs centres (points amphidromiques) est sensiblement plus précise sur la nouvelle carte et correspond complètement aux caractéristiques observées des marées. Ainsi, la différence entre la position des points amphidromiques sur les cartes de Dietrich, de Villain et sur la nouvelle carte, comme on peut le constater, atteint en certains endroits une grande valeur estimée à plus de cent milles marins.

Sur la nouvelle carte a été précisée la position de la zone de bifurcation des variations verticales vers le nord provenant de Nouvelle Guinée (sur la nouvelle carte - vers le nord provenant de l'île de Nouvelle Bretagne). Pour la première fois on a mis en évidence la courbure des lignes cotidales, déterminée par le passage de l'onde de marée sur la crête immergée d'Hawaï, onde qui se meut dans cette région de l'océan le long de cette crête immergée. La grande chute des profondeurs dans la région de la crête immergée d'Hawaï amène à une courbure des lignes cotidales suivant ses deux côtés ce qui n'était pas noté sur les cartes plus anciennes.

La carte cotidale de l'onde  $S_2$  est très convergente avec la carte de l'onde  $M_2$ . La propagation de cette onde dans l'Océan Pacifique a également un caractère très compliqué. Une exception est la partie sud-est de l'océan où l'onde de marée s'approche de l'onde progressive. Sur la surface de l'océan sont répartis six systèmes amphidromiques nettement exprimés (A, B, C, D, E) et deux zones de bifurcation vers le nord et vers l'est provenant de l'île de la Nouvelle Guinée. Il convient de noter qu'il n'y a pas d'assurance ferme sur l'existence du système amphidromique B situé au sud des îles Aléoutiennes. D'autant plus que sur la carte cotidale de l'onde  $M_2$ , le système amphidromique manque dans cette région.

Le fait est que les amplitudes des marées déterminées par l'onde  $S_2$  dans la région des îles Aléoutiennes sont très faibles et grâce à cela des erreurs dans la position des lignes cotidales reportées sur la carte sont possibles. Toutefois, si la position du système amphidromique dans cette région est déterminée par l'imprécision de notre construction, alors en tout cas il doit exister ici une zone de croisement assez nette. Cependant nous n'avons pas de bases suffisantes pour réfuter complètement l'existence du système amphidromique dans cette région.

La nouvelle carte cotidale de l'onde  $S_2$  a également beaucoup de différences par rapport à la carte analogue publiée par Dietrich.

Avant tout, le système amphidromique  $B$  disposé vers le sud et provenant des îles Aléoutiennes, manque sur la carte de Dietrich alors que le caractère des marées déterminées par l'onde  $S_2$  n'élimine pas la possibilité de son existence. Dans le cas extrême il y a, dans cette région, une zone de croisement nettement exprimée.

Sur la nouvelle carte, un autre caractère de principe de propagation de l'onde de marée  $S_2$  est indiqué dans la partie sud-est de l'océan. L'existence dans cette région du système amphidromique indiqué sur la carte de Dietrich ne se confirme pas; l'onde de marée dans cette région s'approche de l'onde progressive.

Dans la partie est de l'océan (vers l'ouest en provenant de l'Amérique Centrale) est indiqué sur la nouvelle carte le système amphidromique  $J$  qui manque sur la carte cotidale de Dietrich où dans cette région figurent des lignes cotidales concentriques se propageant depuis les côtes de l'Amérique Centrale, ce qui ne correspond pas aux données effectives et est en contradiction avec le sens physique du phénomène.

Outre ce qui a été énoncé plus haut, sur la nouvelle carte cotidale de l'onde  $S_2$ , on a précisé la position de la plupart des systèmes amphidromiques et de leurs centres également indiqués sur la carte de Dietrich et la différence dans la position de certains points atteint plus de cent miles marins.

La carte cotidale de l'onde  $K_1$  est moins compliquée que les cartes cotidales des ondes  $M_2$  et  $S_2$ . Comme on peut le remarquer, sur la surface de l'Océan Pacifique, on a quatre systèmes amphidromiques (A B  $\Gamma$ ) dans les parties centrale et sud-est de l'océan. Ainsi dans les parties est, nord et nord-ouest de l'océan, l'onde  $K_1$  peut être envisagée comme très voisine du type progressif de l'onde de marée. Le système amphidromique  $\Gamma$  n'a pas été indiqué précédemment sur les cartes cotidales.

La comparaison de la nouvelle carte cotidale de l'onde  $K_1$  avec la carte analogue de Dietrich met à jour une série de différences importantes. Dans la région des tropiques, on a trois systèmes amphidromiques (A B et B) au lieu d'un seul indiqué sur la carte de Dietrich. Les hauteurs effectives du niveau et les phases des angles de position ne laissent pas de doutes sur l'existence dans ce domaine de l'océan de trois systèmes amphidromiques.

Dans la région à l'est de la Nouvelle Zélande, on indique sur la nouvelle carte le système amphidromique  $\Gamma$  alors qu'il manque sur la carte de Dietrich. De plus, sur la carte de Dietrich la propagation de l'onde  $K_1$  dans cette région est indiquée du nord vers le sud le long des côtes de la Nouvelle Zélande. Quant à la variation effective des phases de  $285^\circ$  à  $360^\circ$  le long des côtes de la Nouvelle Zélande elle réfute la construction et l'allure des lignes cotidales sur la carte de Dietrich, puisqu'elle prouve que l'onde de marée  $K_1$  se propage le long des côtes de la Nouvelle Zélande du sud vers le nord. Il y a toutes les raisons de supposer que dans d'autres régions également de l'océan, la position des lignes cotidales sur la nouvelle carte est indiquée avec plus de précision que sur la carte de Dietrich.

La carte cotidale de l'onde  $O_1$  est très semblable à la carte cotidale de l'onde  $K_1$ . La position des systèmes amphidromiques et des lignes cotidales est presque la même sur les deux cartes. Lors de la comparaison de la nouvelle carte cotidale de l'onde  $O_1$  avec la carte analogue de Dietrich on peut noter les mêmes divergences que dans le cas de l'onde  $K_1$ , c'est-à-dire que dans la région tropicale on a trois systèmes amphidromiques (A B et B) alors que sur la carte de Dietrich on n'en indique qu'un.

La présence dans cette région de trois systèmes amphidromiques se confirme par les valeurs des marées et par les phases de l'onde  $O_1$ . Dans la région de l'océan Pacifique au sud-est de la Nouvelle Zélande, on indique sur la nouvelle carte le système amphidromique  $\Gamma$  qui manque sur la carte de Dietrich. Les données effectives caractérisant la propagation de l'onde de marée réfutent la construction des lignes cotidales sur la carte de Dietrich dans cette région. Partant de ce qui a été dit plus haut, on peut considérer la nouvelle carte cotidale de l'onde  $O_1$  comme plus précises que la carte de Dietrich.

Sur les nouvelles cartes cotidales sont reportées par des lignes pointillées les lignes d'égale amplitude des ondes correspondantes. Les valeurs des constantes harmoniques  $H$  (amplitude de l'onde) choisies pour les points situés sur la côte et dans les îles de l'Océan Pacifique ont servi de données pour l'établissement des cartes d'amplitude qui sont établies par interpolation linéaire des valeurs  $H$  en conformité avec les principes énoncés plus haut de l'établissement des cartes d'isohypses et en tenant compte des valeurs nulles des amplitudes aux points amphidromiques. Les cartes établies de cette façon coïncident avec les cartes correspondantes des lignes cotidales.

TABLE 1

Coordonnées des centres des systèmes amphidromiques

№ n/n	Onde compo- sante	Indice système	Coordonnées	
			Latitude	Longitude
1	$M_2$	A	43°59'N	149°00'W
2	$M_2$	Б	7°58'S	156°40'E
3	$M_2$	B	12°00'S	153°50'W
4	$M_2$	Г	0°05'N	123°00'W
5	$M_2$	Д	32°10'S	153°15'W
6	$S_2$	A	35°30'N	136°00'W
7	$S_2$	Б	48°00'N	176°55'W
8	$S_2$	B	12°50'S	158°20'W
9	$S_2$	Г	3°10'N	125°20'W
10	$S_2$	Д	45°45'S	148°50'E
11	$S_2$	E	46°25'S	178°40'E
12	$K$	A	18°20'N	178°00'E
13	$K_1$	Б	2°35'S	169°00'W
14	$K_1$	B	16°30'S	146°25'W
15	$K_1$	Г	44°14'S	167°20'W
16	$O_1$	A	15°40'N	178°00'W
17	$O_1$	Б	10°10'S	160°50'W
18	$O_1$	B	21°30'S	132°10'W
19	$O_1$	Г	50°40'S	172°00'E

L'exactitude des nouvelles cartes cotidales est vérifiée au moyen du calcul préliminaire des hauteurs de niveau pour certains points ayant des constantes harmoniques de marée et situés dans les îles. Ces points n'ont pas été pris intentionnellement en considération lors de l'établissement des cartes des lignes cotidales. Ainsi certains de ces points se trouvent à une distance de quelques centaines de miles des points les plus proches qui entrent dans la réduction pour l'établissement des cartes cotidales. Les calculs préliminaires ont été effectués aussi bien pour chaque onde de marée en particulier que pour les variations totales de marée. Les courbes de variation de niveau, calculées préalablement à une date déterminée d'après les constantes harmoniques existantes et d'après les valeurs des constantes harmoniques prises sur les nouvelles cartes des lignes cotidales, concordent très bien l'une avec l'autre. Nous donnons à la figure 16 deux exemples de calculs préliminaires, choisis parmi cinq exemples qui caractérisent la meilleure et la pire convergence entre les courbes calculées préalablement d'après les constantes harmoniques effectives de la marée et d'après les valeurs des constantes harmoniques prises sur les cartes cotidales.

En outre, pour vérifier la position des lignes cotidales on a examiné les données des observations en 20 stations journalières occupées par le navire d'expédition "Vitiáz" mis à l'ancre dans la partie nord de l'Océan Pacifique et qui couvrent assez régulièrement la surface de l'océan depuis les côtes du Japon jusqu'en Amérique du Nord et des îles Aléoutiennes jusqu'au tropique de Rak. Les orbites horizontales du courant de marée diurne et semi-diurne, construites d'après les données de ces observations et appliquées sur les cartes correspondantes des lignes cotidales montrent que les grands axes des orbites horizontales du courant de marée sont répartis partout selon la normale à la position des lignes cotidales. Ce fait témoigne également de l'exactitude des cartes des lignes cotidales.

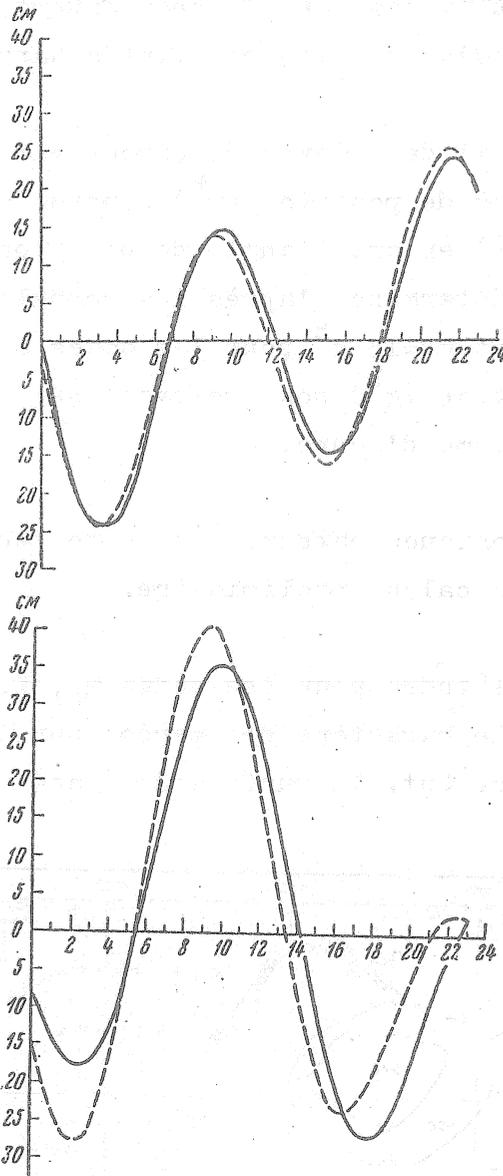


Fig. 16 Courbes de l'allure journalière du niveau calculées d'après les constantes harmoniques publiées de la marée (lignes continues) et d'après les constantes harmoniques de la marée relevées sur les nouvelles cartes cotidales.

Ce contrôle indépendant montre que la précision des cartes est assez élevée et qu'elles peuvent être utilisées pour les calculs préliminaires pratiques des hauteurs du niveau dans l'océan ouvert, sur la côte et dans les îles, là où on ne possède pas des constantes harmoniques des marées.

Dans ce but, il suffit de relever de chaque carte des lignes cotidiales les valeurs des angles de position ( $g^h$ ) exprimées en heures et les valeurs des amplitudes (H) en cm. L'angle de position de chaque onde exprimé en degrés ( $g^\circ$ ) se détermine d'après les formules simples :  $g^\circ = 30 g^h$  pour les ondes diurnes, et  $g^\circ = 15 g^h$  pour les ondes semi-diurnes. Les valeurs des angles de position ( $g^h$ ) sont relevées sur les cartes cotidiales avec la précision du dixième d'heure.

Les constantes harmoniques obtenues de cette façon constituent les données de départ pour le calcul préliminaire.

Les cartes d'isoamplitudes pour les ondes  $M_2$ ,  $K_1$  et  $O_1$  donnent la possibilité de calculer le caractère des marées sur toute la surface de l'océan Pacifique. Dans ce but, la surface de l'océan a été partagée en carrés de cinq degrés.

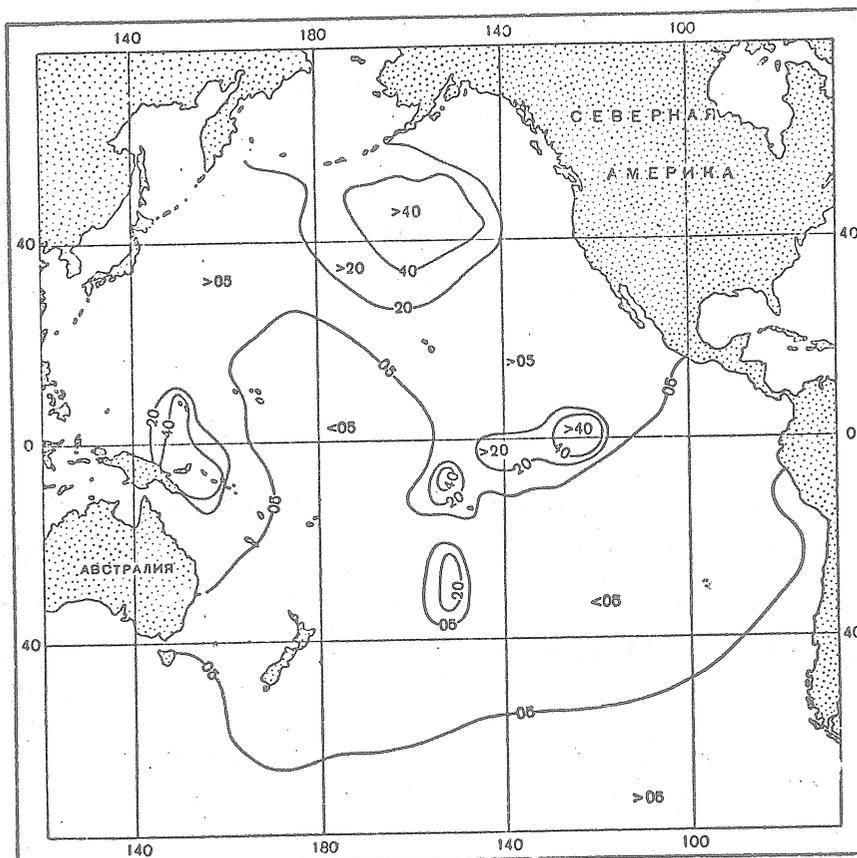


Fig. 17 Carte du caractère des variations de marées.

Au centre de chaque carré on a relevé sur les cartes d'isoamplitudes les valeurs interpolées des amplitudes (H) pour les ondes M<sub>2</sub>, K<sub>1</sub> et O<sub>1</sub>. Le caractère des variations de marées du niveau a été calculé d'après la

formule  $\frac{H_{K_1} + H_{O_1}}{H_{M_2}}$  pour le centre de chaque carré. Ensuite on a effectué

l'interpolation des valeurs calculées du caractère des marées et on a établi la carte du caractère de marée en conformité avec les critères numériques de la classification des marées de A.I. Douvanine (0,5; 2,0 et 4,0).

La carte établie de cette façon est présentée sur la figure 17. On y voit que dans l'Océan Pacifique prédominent des marées semi-diurnes et des quasi semi-diurnes. Les marées diurnes et quasi diurnes prédominent dans les régions des centres des systèmes amphidromiques des ondes composantes semi-diurnes et occupent une surface d'eau très petite en comparaison avec les marées des autres types.

Leur inconstance dans le temps apparaît différemment en fonction de la répartition des marées de différents types sur la surface de l'Océan Pacifique.

Dans les régions de prédominance des marées semi-diurnes et quasi semi-diurnes, c'est-à-dire sur une grande partie de l'Océan Pacifique, l'inégalité de phase des marées joue un grand rôle; on observe de grandes amplitudes aux périodes de nouvelle Lune et de pleine Lune (marées de syzygies) et de plus petites amplitudes sont observées en quadrature.

Dans les régions de prédominance des marées diurnes et quasi diurnes, l'inégalité tropique a une grande importance, celle-ci est déterminée par la variation de la déclinaison de la Lune et du Soleil. Les plus grandes valeurs des marées diurnes et quasi diurnes s'observent lors d'une grande déclinaison de la Lune (marée tropique) mais sont faibles quand la Lune passe par l'équateur (marée d'équinoxe).

La valeur des marées dans l'océan Pacifique varie dans de larges limites : de quelques centimètres dans les régions proches des systèmes amphidromiques des ondes diurnes et semi-diurnes jusqu'à 12 m au sommet du golfe Cook.

Dans une grande partie de l'Océan Pacifique, la valeur des marées reste entre les limites de un à deux mètres. Il semble inutile de donner les valeurs maximum possibles de marées pour l'Océan Pacifique puisque ces indications sont données dans l'Atlas Maritime (T.II) et avec les constantes harmoniques de la marée on peut les calculer selon les formules connues.

-----

#### BIBLIOGRAPHIE

Bogdanov K.T. Application et estimation de la précision de la méthode des isohypses lors de l'établissement des cartes des lignes cotidales à l'exemple de la mer du Nord. Travaux GOIN, Publ. 57, 1961.

Timonov V.V. Sur l'analyse cinématique des marées.  
Travaux de GOIN, Publ. 37, 1959.

Dietrich G. Die Schwingungssysteme der halb und eintagigen Tiden in den Ozeanen.  
Veroffentl. Inst. Meeresk. Univ. Berlin A-41, 1-68, 1944.

Doodson A.T. Oceanic Tides. Advances in Geophysics. Vol. 5. New York, 1958. International Hydrographic Bureau. Tides, Harmonic constant. Special Publication. Monaco, 1940.

Villain C. Cartes des lignes cotidales dans les océans. Ann. Hydrog. (Paris) (4)3, 269-388, 1951.